



Pro gradu -tutkielma
Meteorologia

KESKILEVEYSASTEIDEN SYKLONITOIMINNAN MUUTOKSET
KASVIHUONEILMIÖN VOIMISTUESSA

Liisa Rintaniemi

5.12.2010

Ohjaaja: Dos. Jouni Räisänen

Tarkastajat: Dos. Jouni Räisänen, Prof. Hannu Savijärvi

HELSINGIN YLIOPISTO
FYSIIKAN LAITOS

PL 64 (Gustaf Hällströmin katu 2)
00014 Helsingin yliopisto

Tiedekunta/Osasto – Fakultet/Sektion – Faculty Matemaattis-luonnontieteellinen tiedekunta		Laitos – Institution – Department Fysiikan laitos	
Tekijä – Författare – Author Liisa Rintaniemi			
Työn nimi – Arbetets titel – Title Keskileveysasteiden syklonitoiminnan muutokset kasvihuoneilmiön voimistuessa			
Oppiaine – Läroämne – Subject meteorologia			
Työn laji – Arbetets art – Level pro gradu -tutkielma	Aika – Datum – Month and year 5.12.2010	Sivumäärä – Sidoantal – Number of pages 79	
Tiivistelmä – Referat – Abstract <p>Keskileveysasteilla sään päivittäiset vaihtelut ovat pitkälti sidoksissa syklonien liikkeisiin. Siksi on tärkeä selvittää, miten syklonitoiminta mahdollisesti muuttuu kasvihuoneilmiön voimistuessa. Tähänastisessa tutkimuksessa on tarkasteltu sekä olemassa olevia uusanalysoituja säähavaintoaikasarjoja että simuloitu syklonitoiminnan muutoksia ilmastomallien avulla. Uusanalyysien ongelmana on niiden epähomogeenisuus ja lyhyys. Ilmastomallien avulla voidaan sen sijaan luoda pitempiä, tulevaisuuteen ulottuvia aikasarjoja, joissa ilmastopakotteen vaikutus on mahdollista saada selvemmin esiin.</p> <p>Tutkimuksessa pyritään selvittämään 30:n vuosina 1993-2009 julkaistun, ilmastomalleihin pohjautuvan tutkimuksen perusteella, millaisia tuloksia syklonitoiminnan muutoksia simuloitaessa on tähän asti saatu. Tulokset ovat osin ristiriitaisia, mikä johtuu eroista mm. mallien ominaisuuksissa, käytetyissä ilmastopakotteissa sekä tavoissa, joilla aikasarjoja on analysoitu. Erityisesti tapa, jolla sykloniklimatologiat on eristetty aikasarjoista, luo eroja tutkimusten välille. Yleisimmät menetelmät ovat kaistanpäästösudatus (BP-sudatus) ja erilaiset hahmontunnistukseen perustuvat syklonien paikannus- ja jäljitysmenetelmät. Vaikka tutkimuksessa on pääasiassa siirrytty käyttämään paikannus- ja jäljitysmenetelmiä, ongelmana ovat niiden erilaiset toimintatavat, minkä vuoksi niitä on vaikea vertailla keskenään.</p> <p>Menetelmien kirjavuudesta huolimatta joistain syklonitoiminnan kvalitatiivisiin muutoksiin liittyvistä seikoista vallitsee kohtalainen yksimielisyys: keskileveysasteilla syklonien lukumäärä tulee vähenemään, keskimääräinen intensiteetti voimistumaan ja syklonien radat siirtyvät molemmilla pallonpuoliskoilla kohti napaa. Uusanalyysien perusteella saadut tulokset tukevat intensiteetin voimistumista ja ratojen siirrosta mutta eriävät lukumäärän suhteen. On mahdollista, että uusanalyysissä 1900-luvun loppupuoliskolla havaittu lukumäärän kasvutrendi selittyy tarkentuneilla havaintomenetelmillä tai syklonitoiminnan pitkäaikaisella, luonnollisella vaihtelulla.</p>			
Avainsanat – Nyckelord – Keywords syklonit, syklonitoiminta, ilmastomuutos, ilmastomuutoksen seuraukset			
Säilytyspaikka – Förvaringställe – Where deposited Kumpulan tiedekirjasto			
Muita tietoja – Övriga uppgifter – Additional information			

Sisällysluettelo

1	Johdanto	2
2	Syklonitoiminta ja ilmastonmuutos.....	5
2.1	Syklonitoiminnan maantieteellinen vaihtelu ja siihen liittyvät fysikaaliset prosessit	5
2.2	Syklonitoiminnan ajallinen vaihtelu	10
2.3	Ilmastonmuutoksen mahdolliset vaikutukset syklonitoimintaan	10
2.4	IPCC:n arviointiraporttien yhteenvedot syklonitoiminnan muutoksista	16
3	Sykloniklimatologioiden luomiseen käytetyt menetelmät.....	18
3.1	Eulerilainen aikasuodatusmenetelmä	19
3.2	Lagrangelainen paikannus- ja jäljitysmenetelmä	21
4	Uusanalyysit	29
4.1	Uusanalyysihankkeiden vertailua.....	30
4.2	Uusanalyyseissä havaitut syklonitoiminnan trendit	35
5	Ilmastomallit.....	40
5.1	Ilmastomallien verifiointi uusanalyysejä käyttäen	40
5.1.1	Havaittuja eroja uusanalyysien ja ilmastomallisimulaatioiden välillä.....	41
5.2	Ilmastomallien käyttö syklonitoiminnan muutosten tutkimiseen	43
5.2.1	Erot ilmastomallisimulaatioiden ominaisuuksissa.....	43
5.2.2	Erot aikasarjojen analysoinnissa.....	47
5.3	Miten keskileveysasteiden syklonitoiminta todennäköisesti muuttuu	49
5.3.1	Syklonien lukumäärä	56
5.3.2	Syklonien intensiteetti.....	58
5.3.3	Syklonien kulkureitit.....	61
5.3.4	Muut muutokset syklonitoiminnassa	64
6	Yhteenveto	66
	Kiitokset	68
	Kirjallisuusluettelo.....	69

1 JOHDANTO

Keskileveysasteilla syklonitoiminta on eräs ilmaston merkittävimmistä tekijöistä. Myös syklonien aisapari, antisyklonit ja niiden esiintyminen vaikuttaa merkittävästi ilmastoon. Syklonien määrä, liikeradat ja intensiteetti sanelevat pitkälti sekä keskileveysasteiden ilmaston että päivittäiset sään vaihtelut. Toisaalta niillä on ääriarvollinen merkitys: kovat tuulet ja rankkasateet sekä pitkittyneet kuivat ja kuumat kaudet, eli juuri ne ilmiöt, joista yhteiskunnassa ollaan kiinnostuneita ja joiden suhteen yhteiskunta on haavoittuvimmillaan, liittyvät sykloni- ja antisyklonitoimintaan. Esimerkkinä mainittakoon Etelä-Ruotsissa 8.1.2005 raivonnut Gudrun-myrsky, jonka yhteydessä tuulet voimistuivat yleisesti yli 30 metriin sekunnissa ja puuskissa mitattiin jopa 42 m/s nopeuksia. Myrsky aiheutti laajoja metsätuhoja pysäyttäen raideliikenteen ja jättäen 730 000 kotia ilman sähköjä. Sähkökatkosten yhteiskunnalle aiheuttamien kustannuksien arvioitiin olevan jopa yli puoli miljardia euroa (Energimyndigheten, 2006).

Kuluneiden kolmen vuosikymmenen aikana yhdeksi meteorologian tärkeimmistä tutkimuskysymyksistä on noussut ihmisen toiminnan seurauksena tapahtuva kasvihuonekaasujen, etenkin hiilidioksidin ja metaanin, määrän lisääntyminen ilmakehässä ja siitä seuraava kasvihuoneilmaston voimistuminen ja ilmastomuutos. Meteorologit ovat halunneet selvittää, miten ilmasto tulee muuttumaan ja näkyvätkö muutokset jo nykyilmastossa. Yksi avoimista kysymyksistä on, miten keskileveysasteiden syklonitoiminta tulee käyttäytymään. Ilmastomuutosta tutkittaessa on usein keskitytty kuvailemaan eri suureiden, kuten lämpötilan ja sademäärän globaaleissa keskiarvoissa tapahtuvia muutoksia. Myös syklonitoimintaa tarkasteltiin pitkään – osin toki silloisen tietokoneiden laskentatehon puitteissa – keskiarvojen näkökulmasta. Syklonitoiminta kuitenkin määräytyy monimutkaisten, toisiinsa vaikuttavien tekijöiden kautta, ja muutokset ovat zonaalisesti epäsymmetrisiä ja niiden vaikutukset alueellisia.

Tutkimus ei tällä hetkellä kykene yksiselitteisesti ennustamaan syklonitoiminnan tulevia muutoksia. Siitä huolimatta ilmastomuutosta koskevaan mediapuheeseen tuntuu juurtuneen käsitys, jonka mukaan myrskyisyys Suomessa tulee lisääntymään tulevaisuudessa. Väärinkäsitysten oikomisen ja jopa ilmastomuutostutkimuksen

uskottavuuden kannalta syklonitoiminnan mahdolliset trendit ovat merkittävä kysymys, johon on tärkeää pystyä vastaamaan.

Tässä pro gradu -tutkielmassa pyritään selvittämään, miten syklonitoimintaa ja sen muutoksia ihmisen aiheuttaman kasvihuoneilmiön voimistumisen vuoksi on tutkimuksessa lähestytty viimeisen parinkymmenen vuoden aikana ja minkälaisia tuloksia on saatu. Enimmäkseen tähänastisessa tutkimuksessa on pyritty simuloimaan syklonitoimintaa numeerisilla ilmakehämalleilla käyttäen pakotteena erilaisia skenaarioita ilmakehän koostumuksen muutoksista ja niiden aiheuttamaa muutosta säteilytasapainossa.

Syklonitoiminnan muutoksilla tarkoitetaan tässä tutkielmassa pääasiassa muutoksia syklonien määrässä, liikeradoissa ja intensiteetissä. Käsitteellä sykloni puolestaan tarkoitetaan tropiikin ulkopuolella esiintyvää, keskileveysasteiden barokliinista häiriötä eli liikkuvaa matalapainejärjestelmää joko pohjoisella tai eteläisellä pallonpuoliskolla. Tutkielmassa ei käsitellä trooppisia sykloneita. Syklonitoimintaa tarkasteltaessa keskitytään synoptisen mittakaavan ilmiöihin, joiden vaakasuuntainen suuruus on luokkaa 500-5000 km ja kesto 1-5 vuorokautta. Kokoluokkaa pienempinä aiheen ulkopuolelle jäävät muun muassa polaarimatalapaineet ja mesosyklonit.

Tutkimusmenetelmänä on kirjallisuuden analyysi. Analysoitava aineisto on koottu meteorologisissa ja geofysikaalisissa aikakausjulkaisuissa vuoden 1990 jälkeen ilmestyneistä englanninkielisistä artikkeleista, jotka käsittelevät syklonitoiminnan muutoksia numeeristen, globaalien ilmakehämallisimulaatioiden pohjalta. Aineisto koostuu 30 artikkelista (taulukko 2 luvussa 5.3) ja ne on julkaistu vuosina 1993-2009 kymmenessä eri lehdessä. Valtaosa on julkaistu Amerikan ilmatieteellisen yhdistyksen (AMS) julkaisussa *Journal of Climate* (11 artikkelia) ja Springer-kustannusyhtiön julkaisussa *Climate Dynamics* (8 artikkelia). Aikakausjulkaisujen suuren määrän ja ajanjakson pituuden vuoksi ei ole ollut mahdollista käydä järjestelmällisesti läpi kaikkia lehtien numeroita, vaan artikkelit on löydetty tietokantahakujen avulla sekä tarkistamalla artikkeleiden kirjallisuuskatsauksissa olevat kirjallisuusviitteet. Lähtökohtana ovat olleet myös IPCC:n tuorein

arviointiraportti (Meehl ym. 2007) ja viime vuosina ilmestyneet, katsaustyyppiset artikkelit (Geng ja Sugi 2003, Ulbrich ym. 2009).

Lopullinen aineisto koostuu aihetta lähinnä pohjoisen pallonpuoliskon näkökulmasta (paitsi Fyfe 2003) tai globaalisti käsittelevistä artikkeleista. Aineiston ulkopuolelle on jätetty tutkimukset, joissa on keskitytty jonkin hyvin rajatun alueen syklonitoimintaan, lukuunottamatta Koillis-Atlantia käsitteleviä artikkeleita, joissa käsitellään muutoksia erityisesti Euroopan alueella. Tutkielman näkökulma on siten pohjimmiltaan globaali, mutta keskittyy pohjoiselle pallonpuoliskolle ja eritoten Pohjois-Atlantille.

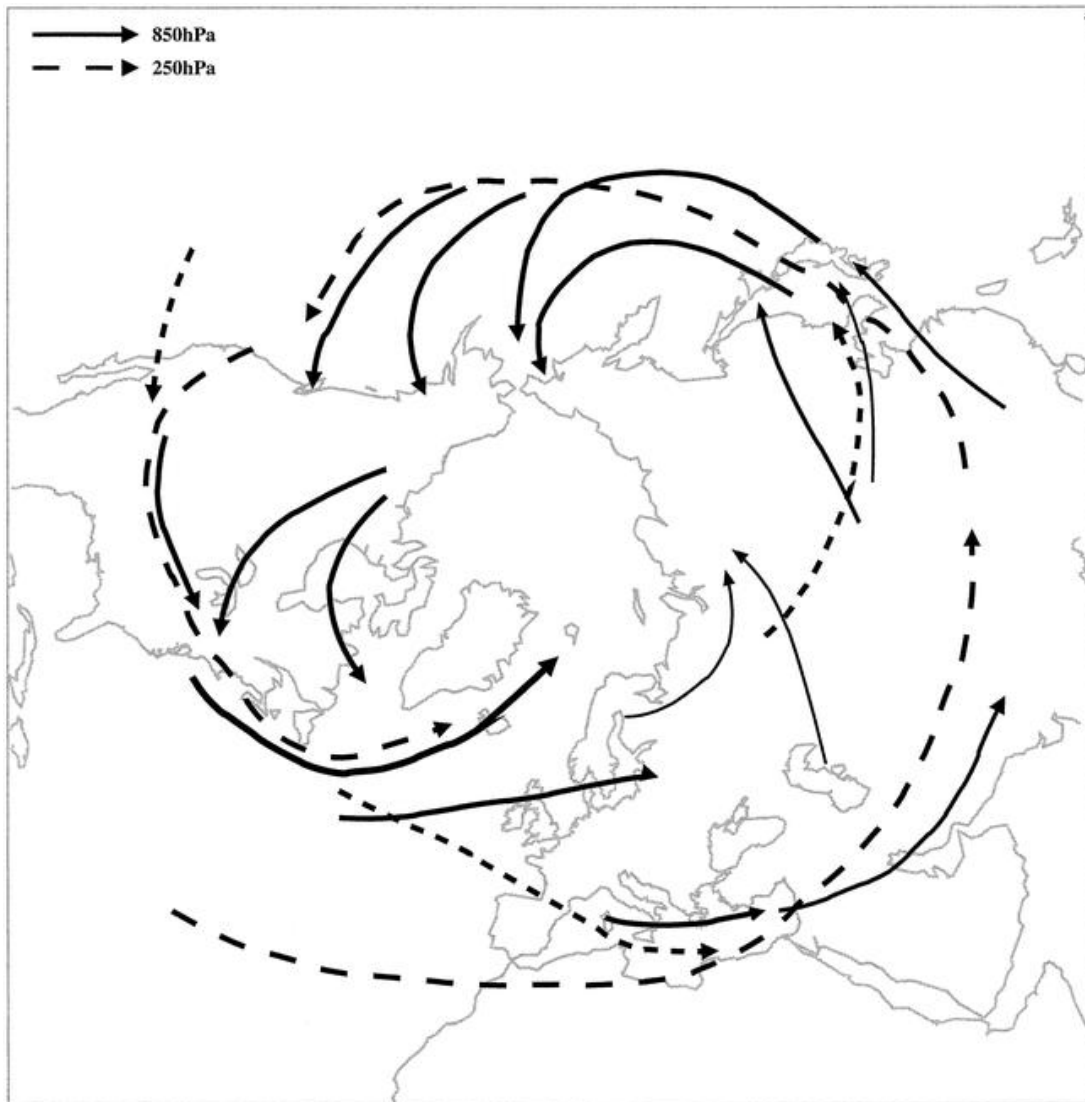
Tutkielman rakenteessa edetään teoriapohjan ja tutkimuksissa käytettyjen metodien esittelystä aineistoanalyysin perusteella tehtyihin johtopäätöksiin syklonitoiminnan muutoksista. Aluksi luvussa 2 esitetään syklonitoiminnan pääpiirteet sekä pohjoisella että eteläisellä pallonpuoliskolla ja käydään läpi syklonitoiminnan fysikaalisia piirteitä. Lisäksi esitellään tämänhetkinen käsitys ihmisen aiheuttaman ilmastomuutoksen yleisistä seurauksista ja pohditaan niiden teoreettisia vaikutuksia syklonitoimintaan. Luvussa 3 käydään läpi menetelmiä, joilla syklonitoiminnan piirteitä on analysoitu uusanalyysien ja numeeristen ilmastomallien avulla aikaansaaduista aikasarjoista. Luvussa 4 käsitellään säähavaintojen uusanalyysijä ja miten niistä on yritetty erotella syklonitoiminnan tähänastisia trendejä. Luvussa 5 tarkastellaan, kykenevätkö ilmastomallit toisintamaan keskileveysasteiden syklonitoimintaa luotettavasti ja perehdytään tarkemmin syklonitoiminnan tutkimiseen ilmastosimulaatioiden avulla. Edellä mainitun artikkeliaineiston pohjalta tehdään yhteenveto tutkimuksen tähänastisista tuloksista ja niiden eroista ja yhteneväisyyksistä. Tarkoitus on selvittää, onko tämänhetkisen tietämyksen varassa mahdollista tehdä johtopäätöksiä syklonitoiminnan muutoksista kasvihuoneilmiön voimistuessa. Toisaalta pohditaan, mistä erot tutkimustulosten välillä johtuvat. Tutkielman päättää yhteenveto keskeisimmistä johtopäätöksistä sekä avoimista tutkimuskysymyksistä.

2 SYKLONITOIMINTA JA ILMASTONMUUTOS

2.1 Syklonitoiminnan maantieteellinen vaihtelu ja siihen liittyvät fysikaaliset prosessit

Keskileveysasteiden sään päivittäisen vaihtelun aiheuttavat pääasiallisesti matala- ja korkeapainejärjestelmät eli syklonit ja antisyklonit. Kokoluokaltaan ne kuuluvat synoptisen mittakaavan ilmiöihin eli niiden horisontaalinen ulottuvuus on 1000 kilometrin luokkaa. Syklonien ja antisyklonien tyypillinen elinikä on yleensä hieman alle viikon. Vaikka myös korkeapaineilla on oma merkityksensä keskileveysasteiden säävaihteluissa, keskitytään tässä tutkielmassa käsittelemään syklonitoimintaa.

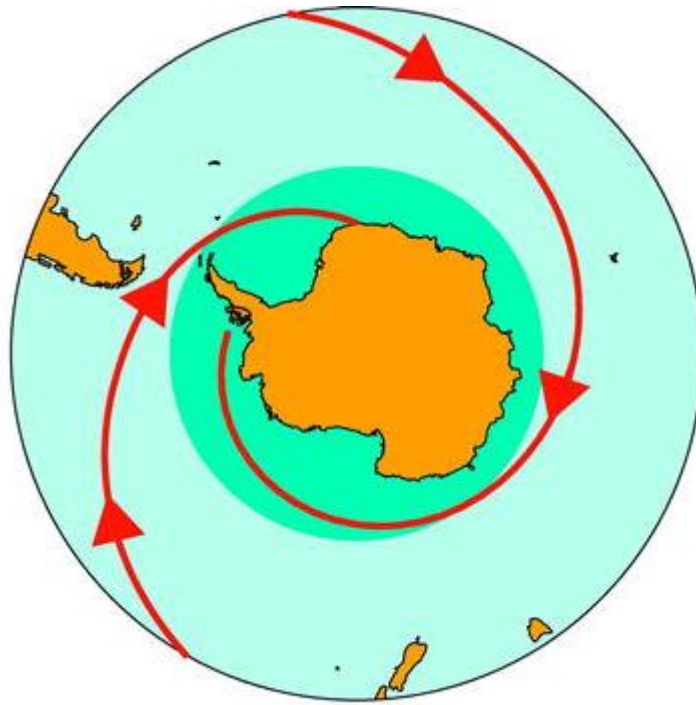
Syklonitoiminnan päivittäinen tila on keskeinen kysymys sääpäivystystyössä, sillä esimerkiksi voimakkaat sateet ja tuulet liittyvät yleensä keskileveysasteiden liikkuviin häiriöihin. Päivittäisen tilan tutkailun ohella on myös haluttu luoda klimatologisia yleiskatsauksia syklonien suosimista reiteistä, joita kutsutaan myrskyradoiksi. Käsitteen myrskyrata (*storm track*) esittivät ensimmäisenä Blackmon ym. (1977), jotka määrittivät sen laajaksi synoptisen mittakaavan barokliinisten aaltojen aktiivisuuden alueeksi. Keskimääräisten esiintymisalueiden lisäksi on tutkittu syklogeneesin ja syklolyysin tyypillistä sijaintia eli syklonien synty- ja täyttymisalueita, syklonien lukumäärää ja esiintymistiheyttä, intensiteettiä, etenemisnopeutta ja elinaikaa. Kuvassa 1 on kaavio myrskyratojen sijainnista ylä- ja alatroposfäärissä pohjoisella pallonpuoliskolla Hoskinsin ja Hodgesin (2002) mukaan. Kaaviosta käy ilmi nykykäsitys syklonien yleisimmistä esiintymisalueista pohjoisella Atlantilla ja Tyynellä valtamerellä, syklonien pääasiallinen liike itään ja yleisimmät syntyalueet Kalliovuorten ja Himalajan itäpuolella. Kaavio kuvaa tilannetta talviaikaan, jolloin syklonitoiminta pohjoisella pallonpuoliskolla on voimakkaimmillaan.



Kuva 1. Kaavio pohjoisen pallonpuoliskon talven myrskyradoista ylä- ja alatroposfäärissä (katkoviiva ja yhtenäinen viiva). Myrskyradat on määriteltä analysoimalla 850 hPa:n suhteellista pyörteisyyttä ja potentiaalilämpötilaa pinnalla, jolla potentiaalipyörteisyys on 2 potentiaalipyörteisyysyksikköä ($PV = 2 \text{ PVU}$) ja joka vastaa likimain dynaamista tropopaussia (Hoskins ja Hodges 2002, kuva 14).

Tyynellä valtamerellä myrskyrata alkaa Kiinan itärannikolta ja ulottuu itään ja koilliseen kohti Alaskaa ja Yhdysvaltojen länsirannikkoa. Tämä myrskyrata heikkenee kohdatessaan Kalliovuoret. Toinen maksimi alkaa Kalliovuorten itärinteeltä ja Yhdysvaltojen itärannikon edustalta ja kulkee Atlantin yli koilliseen kohti Pohjois-Eurooppaa. Kolmas, sekundäärinen myrskyrata havaitaan Välimerellä, josta se ulottuu itään Keski-Aasiaan. Ylätroposfäärissä Hoskins ja Hodges (2002) havaitsivat spiraalimaisen myrskyradan, joka alkaa Atlantin subtropiikista ja kiertyy pohjoisen pallonpuoliskon ympäri kohti korkeampia leveysasteita. Heidän mukaansa tämä nauha voi toimia alkulähteenä häiriöille, jotka olosuhteiden ollessa suotuisat

(barokliiniset) leviävät alemmaksi ja synnyttävät uusia häiriöitä alatriposfäärissä. Vahvistuksena väitteelle alatriposfäärin myrskyradat läntisellä Välimerellä, Kaakkois-Kiinassa, Japanin itäpuolella, keskisellä Tyynellämerellä, Kalliovuorten eteläosan itärinteellä sekä Yhdysvaltojen itärannikolla osuvat yhteen yläatriposfäärin spiraalinauhan kanssa.



Kuva 2. Kaavio eteläisen pallonpuoliskon korkeiden leveysasteiden myrskyradoista (Fyfe 2003, kuva 1).

Eteläisellä pallonpuoliskolla myrskyradat ovat muodoltaan yksinkertaisempia manneralueiden ja korkeuserojen vähäisyyden vuoksi. Hoskinsin ja Hodgesin (2005) mukaan syklonitoiminnan voimakkuuden vaihtelu kylmän ja lämpimän vuodenajan välillä ei ole yhtä selvää kuin pohjoisella pallonpuoliskolla, vaan myrskyradat saattavat vaikuttaa talvella kesäpuolta heikommilta tai voimakkaammilta riippuen siitä, mitä diagnostiikkaa käytetään. Osittain tämä johtuu manneralueiden pienestä osuudesta, mikä tasoittaa lämpötilaeroja vuodenaikojen välillä. Lämpimänä vuodenaikana myrskyrata kulkee yhtenäisenä, zonaalisesti melko symmetrisenä nauhana korkeilla leveysasteilla. Kylmänä vuodenaikana myrskyradat kaartuvat korkeilla leveysasteilla spiraalimaisesti Atlantilta ja Intian valtamereltä kohti Etelämannerta (kuva 2). Tyynellä valtamerellä lähempänä päiväntasaajaa sijaitsee

subtrooppiseen suihkuvirtaukseen liittyvä sekundäärinen myrskyrata, joka myös kaartuu kohti napaa (ei kuvassa).

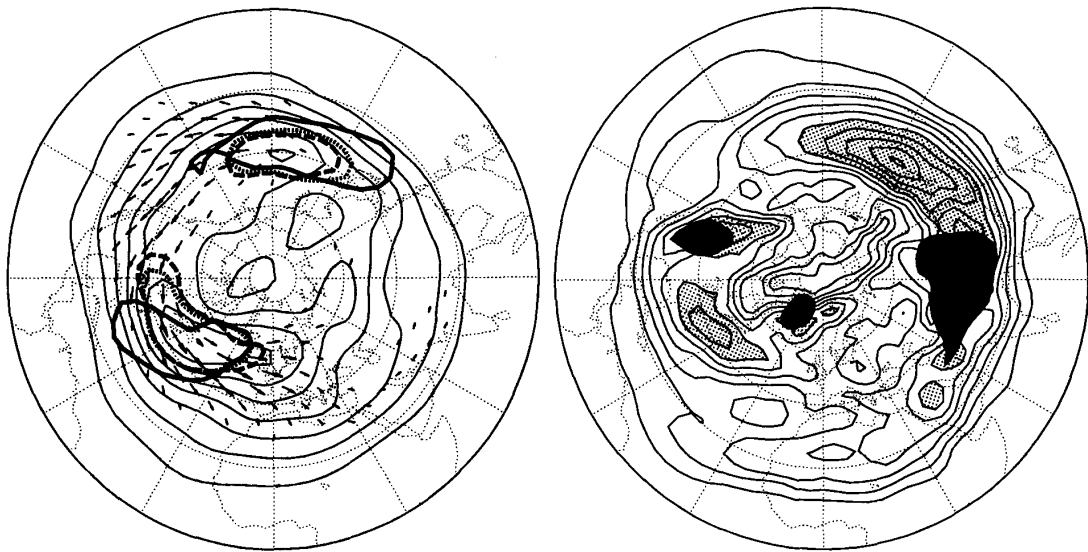
Nykykäsityksen mukaan syklonit muodostuvat ja kehittyvät pääasiassa barokliinisen instabiilisuuden ansiosta. Ne muuntavat lämpötilaerojen potentiaalienergiaa liike-energiaksi, kun lämmin ilma kohoaa liikkeessaan kohti napaa ja kylmä laskee liikkeessaan kohti päiväntasaajaa. Syklonien kasvu on voimakkainta alueilla, joilla virtaus on voimakkaasti barokliinistä. Barokliinisyyttä voidaan kuvata Eadyn instabiilisuusparametrillä (mm. Lindzen ja Farrell 1980, Hoskins ja Valdes 1990, Geng ja Sugi 2003)

$$\sigma_{BI} = 0,31 \frac{f}{N} \left| \frac{\partial \bar{V}}{\partial z} \right| = -0,31 \frac{1}{T} \left(\frac{1}{g\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)^{-\frac{1}{2}} |\nabla T|, \quad (1)$$

missä f on coriolisparametri, N Brunt-Väisälä -taajuus, g painovoiman kiihtyvyys, T lämpötila, θ potentiaalilämpötila ja \bar{V} horisontaalinen tuulivektori. Eadyn parametri edustaa kaikkein nopeimmin kasvavan häiriön kasvunopeutta. Yhtälöstä 1 nähdään, että barokliinisyyteen vaikuttavat vertikaalinen tuuliväanne ja ilmakehän staattinen stabiilius, jota Brunt-Väisälä -taajuus kuvaa. Yhtälön jälkimmäisestä muodosta nähdään, että vertikaalinen tuuliväanne on riippuvainen horisontaalisesta lämpötilagradientista ja staattinen stabiilius vertikaalisesta lämpötilagradientista. Eadyn malli ottaa siten huomioon sekä horisontaalisen että vertikaalisen lämpötilagradientin vaikutuksen barokliinisyyteen. Mm. Hoskins ja Valdes (1990) ovat osoittaneet, että σ_{BI} :n ja myrskyratojen sijainnin välillä on ilmastotilastollinen yhteys. Kuvasta 3 käy ilmi, miten myrskyratojen syklonitoimintaan liittyvät vertikaalisen ja horisontaalisen lämmön vuon alueet osuvat hyvin yhteen voimakkaasti barokliinisten alueiden kanssa. Myös Lunkeit ym. (1996) vertailivat myrskyradan intensiteetin ja Eadyn parametrin mukaisen häiriön kasvunopeuden yhteyttä kolmella eri pinnalla troposfäärissä ja totesivat, että myrskyratojen sijainti voidaan suurelta osin selittää Eadyn mallin perusteella. Toisaalta erojakin löytyy, mikä viittaa siihen, että syklonien kehitykseen vaikuttavat muutkin tekijät. Osan liike-energiasta saattaa tuottaa esimerkiksi latentin lämmön vapautuminen. Se tapahtuu pääasiassa lämpimän,

kohoavan ilman sektorissa, jolloin se voimistaa nousuliikettä ja syklonin intensiteettiä (Held 1993).

Syklonitoiminnan aktiivisimmat alueet ovat siis etenkin pohjoisella pallonpuoliskolla zonaalisesti epäsymmetrisiä. Syynä tähän ovat maapallon pinnan vaihtelevat olosuhteet, kuten korkeat orografiset muodostumat sekä esimerkiksi maa- ja meri-alueiden välillä vallitsevat lämpötilaerot. Valtaosa pohjoisen pallonpuoliskon sykloneista muodostuu Pohjois-Amerikan ja Aasian itärannikolla (kuva 3). Mantereiden edustalla kulkevat lämpimät Golf- ja Kuroshio-merivirrat, kun taas mantereiden yllä majailee talvipuolella kylmää ilmaa, mikä synnyttää rannikon suuntaisen lämpötilagradientin ja syklonien kehittymiselle otolliset olosuhteet. Myös Kalliovuoret ja Tiibetin ylänkö luovat planetaarisen mittakaavan virtaukseen seisovan aallon vuoristojen itäpuolelle ja suosivat syklonien muodostumista edellä mainituilla alueilla.



Kuva 3. Pohjoisen pallonpuoliskon talven (joulukuusta helmikuuhun) myrskyradat ja barokliinisyyssindeksi σ_{BI} ECMWF:n analyysien perusteella vuosina 1979-84. Vasemmalla: Synoptisessa mittakaavassa havaittu 250 hPa:n korkeuden varianssi eli ns. kaistanpäästösuodatettu myrskyrata (ks. luku 3) (ohuet yhtenäiset viivat, käyräväli 15 m^2), 700 hPa:n horisontaalinen lämpötilan vuo (paksu katkoviiva = 10 K m/s) ja vertikaalinen lämpötilan vuo (paksu pisteviiva = $0,2 \text{ K Pa/s}$) sekä koko ilmapatsaan keskimääräinen diabaattinen lämmitys (paksu yhtenäinen viiva = 50 W/m^2). Kuvaan on lisäksi merkitty nuolilla 250:n hPa:n ns. E-vektorit. Oikealla: $\sim 780 \text{ hPa:n } \sigma_{BI}$, käyräväli $0,1/\text{vrk}$. Varjostetuilla alueilla arvo on yli $0,6/\text{vrk}$. Alueet, joilla 780 hPa:n painepinta on alle 1 km:n korkeudella maanpinnasta, on peitetty. (Hoskins ja Valdes 1990, kuvat 1 ja 2.)

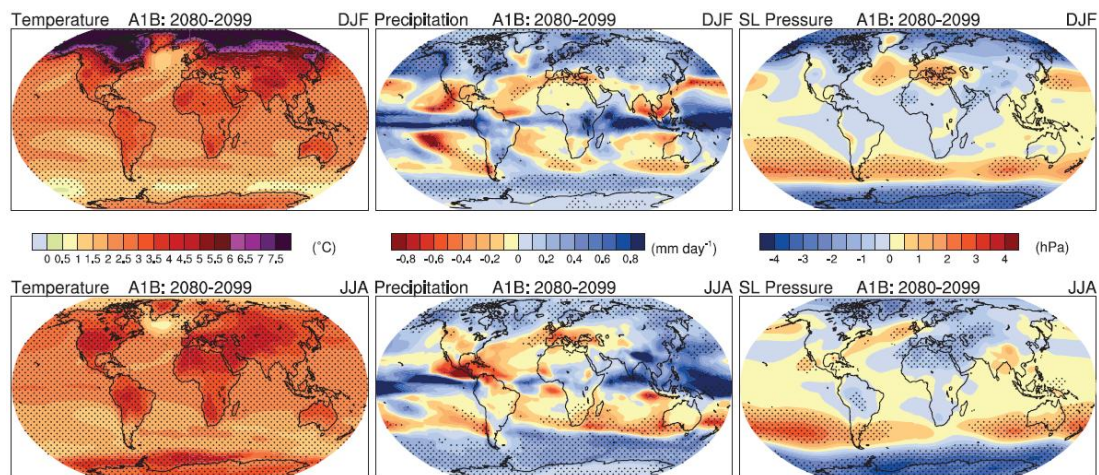
2.2 Syklonitoiminnan ajallinen vaihtelu

Syklonitoiminnalla on maantieteellisen vaihtelun lisäksi myös ajallista vaihtelua. Tunnetuin on jo mainittu syklonitoiminnan vaihtelu vuodenajan mukaan, niin että se on voimakkaimmillaan ja etäisimmillään navasta kylmänä vuodenaikana, joskin myös tähän kaavaan sisältyy joitain yllätyksiä, kuten Tyynen valtameren myrskyradan havaittu heikkeneminen keskitalvella (Nakamura 1992, Chang ym. 2002). Lisäksi on havaittu syklonitoiminnan pitkäaikaista vaihtelua vuosien ja vuosikymmenien välillä, mutta näihin vaikuttavat fysikaaliset mekanismit tunnetaan edelleen huonosti. Osittain ne liittyvät ENSO-tyyppiseen (*El Niño – Southern Oscillation*) vaihteluun ja arktiseen värähtelyyn (*Arctic Oscillation*, AO). Chang ja Fu (2002) havaitsivat kuitenkin tutkiessaan pohjoisen pallonpuoliskon myrskyrajoja, että kun ENSO- ja AO-vaihtelu suodatettiin pois, syklonitoiminnassa havaittiin edelleen vaihtelua vuosikymmenien välillä. Syklonitoiminnan pitkäaikaista vaihtelua on tutkittu muun muassa uusanalyysien avulla, mihin palataan tarkemmin luvussa 4.

2.3 Ilmastonmuutoksen mahdolliset vaikutukset syklonitoimintaan

Hallitustenvälisen ilmastopaneelin IPCC:n (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) neljännen arviointiraportin (Meehl ym. 2007, s. 749) mukaan ihmisen toiminnan aiheuttama kasvihuoneilmiön voimistuminen tulee nostamaan maapallon keskimääräistä pintalämpötilaa 1,1-6,4 celsiusasteella vuoteen 2100 mennessä. Pintalämpötilan nousu tulee olemaan voimakkainta maa-alueiden yllä sekä korkeilla pohjoisilla leveysasteilla mm. merijään ja lumipeitteen vähenemisestä johtuvien positiivisten palautekytkentöjen vuoksi (Held 1993). Kuvassa 4 vasemmalla on esitetty eräänlainen paras arvaus pintalämpötilan muutokselle kuluvan vuosisadan lopussa verrattuna ajanjaksoon 1980-1999. Talvipuolella pohjoisen napa-alueen voimakas lämpeneminen verrattuna pohjoisen pallonpuoliskon mataliin leveysasteisiin erottuu selvästi. Poikkeuksena on Pohjois-Atlantin alue, jossa lämpenemistä hillitsee valtameren niin sanotun termohaliinisen kierto liikkeen heikkeneminen. Atlantin termohaliinikierrossa pinnan lähellä lämmintä vettä virtaa päiväntasaajalta kohti korkeita leveysasteita ja syvemmällä kylmempi ja tiheämpi vesi palaa takaisin. Ilmastonmuutoksen myötä lisääntyvät sademäärät ja lämpötilan nousu voivat tehdä Pohjois-Atlantin pintavedestä vähäsuolaisempaa ja kevyempää,

jolloin termohaliini kierron mukainen veden vajoaminen heikkenee ja samalla heikkenee myös lämpimän pintaveden virta (Räisänen 2008, s. 100). Sen sijaan eteläisen pallonpuoliskon korkeilla leveysasteilla lämpeneminen on kylmänäkin vuodenaikana hitaampaa kuin lähellä päiväntasaajaa lukuun ottamatta Etelämannerta ja kapeaa merialuetta sen ympärillä. Hitaasti lämpenevillä alueilla kylmää merivettä kumpuaa termohaliinisen kierto liikkeen vuoksi kohti pintaa, mikä puolestaan hidastaa pintalämpötilan kohoamista (Held 1993).

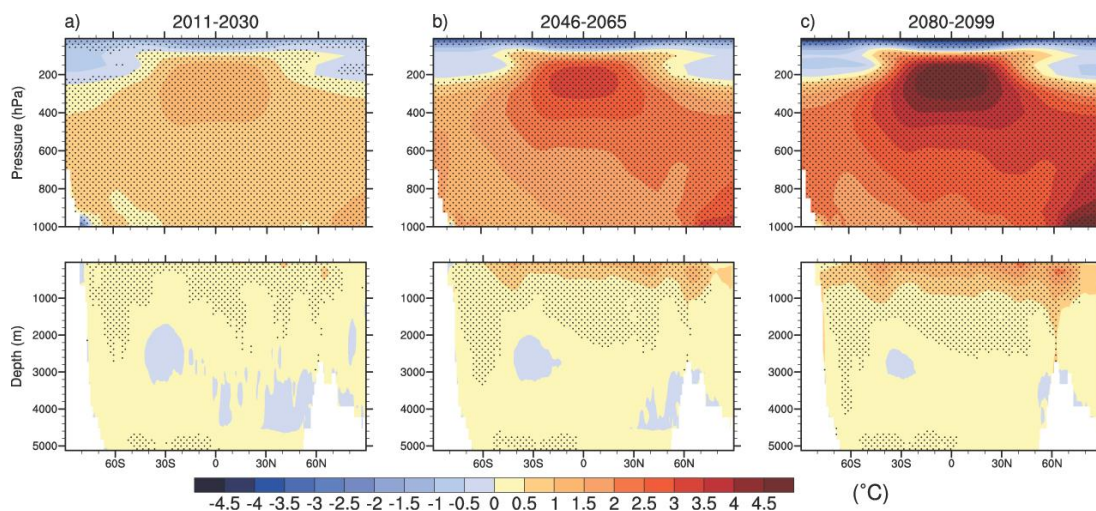


Kuva 4. Pintalämpötilan (°C, vasemmalla), sademäärän (mm/vrk, keskellä) ja merenpinnan ilmanpaineen (hPa, oikealla) muutoksen mallikeskiarvo pohjoisen pallonpuoliskon talvella (jouluukuusta helmikuuhun, yläriivi) ja kesällä (kesäkuusta elokuuhun, alarivi). Kartat kuvaavat jakson 2080-2099 keskiarvojen eroja vertailujaksoon 1980-1999 nähden A1B-päästöskenaarion perustuvissa ilmastomallisimulaatioissa (21 mallin tulosten keskiarvo). Varjostetuilla alueilla mallien keskimäärin simuloiman muutoksen itseisarvo ylittää mallien välisen keskihajonnan. (Meehl ym. 2007, kuva 10.9.)

Kylmänä vuodenaikana matalien leveysasteiden ja napa-alueiden välinen pintalämpötilagradientti siis keskimäärin heikkenee pohjoisella pallonpuoliskolla, mikä viittaisi barokliinisuuden heikkenemiseen ja siten keskileveysasteiden syklonien heikkenemiseen tai määrän vähenemiseen. Eteläisellä pallonpuoliskolla barokliinisyys näyttäisi jopa voimistuvan, mistä seuraisi syklonitoiminnan voimistuminen.

Tilanne on kuitenkin monimutkaisempi, kun tarkastellaan pintalämpötilojen lisäksi tilannetta koko troposfäärissä. Kuvan 5 ylärivillä on esitetty troposfäärin ja stratosfäärin alaosan keskilämpötilan muutos vuoteen 2100 mennessä

leveyspiirikeskiarvoina. Keskilämpötila nousee likimain koko troposfäärissä, kun taas stratosfäärin lämpötila laskee (Meehl ym. 2007, s. 764-765). Koko troposfääriä tarkasteltaessa lämpenemisen toinen maksimi tulee mallien mukaan olemaan tropiikin ylätroposfäärissä lisääntyneen tiivistymislämmityksen seurauksena. Tämä johtuu siitä, että voimakas konvektio pitää lämpötilan pystyjakauman päiväntasaajan lähellä troposfäärissä suunnilleen kostea-adiabaattisena. Kun lämpötila nousee, konvektion seurauksena kohoava ilmapaketti jäähtyy ylöspäin mentäessä vähemmän kuin viileämpi ilmapaketti, sillä lämpötilan noustessa kostea-adiabaattinen lämpötilavähete pienenee. Niinpä lämpenemisen on voimistuttava ylöspäin. (Räisänen 2008, s. 87.)



Kuva 5. Ilmakehän (yläriivi) ja meren (alarivi) keskilämpötilan muutos (°C) leveyspiirikeskiarvon poikkileikkauksena. Lukuarvot antavat A1B-päästöskenaarioon perustuvien mallisimulaatioiden tulosten keskiarvot kolmelle eri ajanjaksolle (a-c). Varjostetuilla alueilla mallien keskimäärin simuloiman muutoksen itseisarvo ylittää mallien välisen keskihajonnan. Muutokset on ilmoitettu suhteessa vertailujaksoon 1980-1999. (Meehl ym. 2007, kuva 10.7.)

Ylätroposfäärissä päiväntasaajan ja napa-alueiden välinen lämpötilagradientti siis voimistuu sekä eteläisellä että pohjoisella pallonpuoliskolla, mikä viittaisi aktiivisempaan barokliiniseen häiriötoimintaan. Pohjoisella pallonpuoliskolla ylä- ja alatriposfäärin barokliinisyydet kehittyisivät siis vastakkaisiin suuntiin. Toistaiseksi on epäselvää, miten nämä kilpailevat tekijät tarkkaan ottaen vaikuttavat keskileveysasteiden syklonitoimintaan eli onko syklonin kehitys ensisijaisesti lähtöisin yläilmakehästä vai pinnan läheltä. Lunkeit ym. (1998) tutkivat ylä- ja alatriposfäärin barokliinisyyden muutoksien vaikutuksia pohjoisen pallonpuoliskon

talvimyrskyjen ratoihin yksinkertaistetulla ilmastomallilla. Heidän mukaansa keskileveysasteiden häiriötoiminta reagoi herkemmin barokliinisyyden muutoksiin alatriposfäärissä. Toisaalta barokliinisyyden alueellinen jakauma osoittautui määräävämmäksi kuin sen leveyspiirikeskiarvo, joten barokliinisyyden todellisia vaikutuksia syklonitoimintaan voidaan tutkia vain ilmakehän tarkoin mallintavalla, kolmiulotteisella ilmastomallilla. On myös mahdollista, että erot barokliinisyydessä näkyvät eri tavoin syklonin tyypistä riippuen. Esimerkiksi Pinton ym. (2006) mukaan ilmastomuutossignaali on heikompi alailmakehän kuin yläilmakehän barokliinisyydessä. Tällöin muutos havaittaisiin selvemmin pitkälle kehittyneissä, syvissä ja voimakkaissa matalapainejärjestelmissä, kuten Atlantin myrskymatalissa, kuin heikommissa ja pystyulottuvuudeltaan pienemmissä sykloneissa, jollaisia tyypillisesti ovat esimerkiksi Välimeren matalapaineet.

Toisaalta ala- ja ylätroposfäärin lämpötilojen muutokset johtavat stabiilimmin kerrostuneeseen ilmakehään tropiikissa ja labiilimpaan kerrostuneisuuteen korkeilla leveysasteilla, mikä saattaa johtaa tropiikin häiriöille epäsuotuisampiin ja korkeiden leveysasteiden häiriöille suotuisampiin olosuhteisiin. Näistä jälkimmäinen olisi jälleen vastakkainen prosessi alatriposfäärin lämpötilagradientin heikkenemiselle. (Bengtsson ym. 2006.)

Yhtälön 1 perusteella todettiin, että barokliinisyyden muutoksiin vaikuttavat sekä pysty- että vaakasuuntaisen lämpötilagradientin muutokset. Geng ja Sugi (2003) tutkivat myös pystysuuntaisen lämpötilagradientin vaikutuksia ja totesivat, että pohjoisella pallonpuoliskolla barokliinisyyteen vaikuttaa lähinnä horisontaalinen lämpötilagradientti. Sen sijaan eteläisellä pallonpuoliskolla meridionaalinen lämpötilagradientti osoitti voimistumisen merkkejä ilmaston muuttuessa, mutta tutkijat havaitsivat barokliinisyyden siitä huolimatta heikkenevän. Tämän he katsoivat johtuvan staattisen stabiliteetin kasvusta, jonka aiheuttaa eteläisten merialueiden suhteellisen hidas lämpeneminen.

Edellä on tarkasteltu barokliinisyyden muutoksia leveyspiirikeskiarvoina, mutta syklonitoiminta on kuitenkin zonalisesti epäsymmetristä etenkin pohjoisella pallonpuoliskolla. Tämänhetkisen käsityksen mukaan maa-alueet lämpenevät

nopeammin kuin merialueet (kuva 4), jolloin esimerkiksi barokliinisyyden Pohjois-Amerikan ja Aasian itärannikoilla sijaitsevilla syklonien syntyalueilla heikkenee. Toisaalta vuoristo- ja ylänköalueilla saattaa olla merkittävää vaikutusta myrskyrajojen muutoksiin, mikäli ilmakehän yleisessä kiertoliikkeessä ja planetaarisen mittakaavan virtauksessa tapahtuu muutoksia. Näitä ilmakehän alareunan epälineaarisia ja paikallisia vaikutuksia syklonitoimintaan voidaan tutkia vain kehittyneillä ilmakehä- ja merimalleilla.

Myös vesihöyryn määrän muutoksilla troposfäärissä voi olla merkitystä, sillä barokliinisyyden lisäksi latentin lämmön vapautumisen otaksutaan vaikuttavan syklonitoimintaan. On esitetty, että koska lämpimämpi ilma kykenee sisältämään enemmän vesihöyryä, lisääntynyt kosteus tulee voimistamaan syklonitoimintaa, kun suurempia määriä latenttia energiaa vapautuu matalapaineen liikkeessä kohti napaa. Kuitenkin myös vesihöyryn lisääntymisellä saattaa olla barokliinisyyden muutosten kaltaisia kilpailevia vaikutuksia. Kun ilmasto muuttuu lämpimämmäksi ja kosteammaksi, barokliiniset häiriöt, jotka siirtävät energiaa ja kosteutta subtrooppikista kohti napoja, tulevat tehokkaammaksi tässä tehtävässä. Toisin sanoen meridionaalisen lämpötilagradientin ylläpitoon tarvitaan vähemmän sykloneja tai heikompi sykloni ajaa saman asian kuin voimakkaampi ennen. Held (1993) ousastelee jälkimmäisen tekijän olevan merkittävämpi synoptisen mittakaavan kannalta, jolloin lisääntynyt kosteus vaikuttaisi syklonitoimintaan hieman yllättäen heikentävästi. Samoin kuin syklonitoiminnan zonaalisesti epäsymmetrisiä vaihteluita tutkittaessa tähänkin ongelmaan perehtyminen edellyttää lisätyötä korkearesoluutioisilla ilmakehämalleilla, jotka pureutuvat tarkemmin latentin lämmön vaikutuksiin syklonien sisäisessä rakenteessa.

Kuvassa 4 oikealla on esitetty mallien simuloima keskimääräisen merenpinnan ilmanpaineen muutos vuoteen 2100 mennessä. Sen mukaan paine tulee olemaan alhaisempi napa-alueilla sekä kesällä että talvella. Vastaavasti keskileveysasteiden merialueilla ennakoitaan paineen kohoamista. Painejakauman muutoksen katsotaan indikoivan Hadley-kiertoliikkeen voimistumista ja myrskyrajojen siirrosta kohti napaa sekä eteläisellä että pohjoisella pallonpuoliskolla. Koska napa-alueiden ja keskileveysasteiden välinen painegradientti tulisi tämän mukaan voimistumaan,

voimistuisivat myös lännenpuoleiset virtaukset geostrofisen tuulilain perusteella. Pohjoisella pallonpuoliskolla tämä havaittaisiin selvimmin manneralueiden länsiosissa (Meehl ym. 2007, s. 767, Räisänen 2008, s. 99.) Keskiarvokenttiä tutkailtaessa on kuitenkin syytä pitää mielessä, että esimerkiksi muutos keskimääräisessä pintapaineessa on pikemminkin sykloni- ja antisyklonitoiminnan muutoksen seuraus kuin sen syy.

Vaikka meri reagoi hitaammin ilmakehän kaasukoostumuksessa tapahtuviin muutoksiin, tulee myös merien pintalämpötila kohoamaan ilmastonmuutoksen seurauksena (Meehl ym. 2007, s. 765, ks. myös kuva 5). Intuitiivisesti voisi olettaa korkeamman pintalämpötilan voimistavan sykloneja, mutta tästä ei ole täyttä varmuutta. Sen sijaan meren pintalämpötilan gradienttien muutokset voivat vaikuttaa syklonitoimintaan (Bengtsson ym. 2009). Esimerkiksi Bengtsson ym. (2006) ehdottavat sykloniradan siirroksen eteläisellä pallonpuoliskolla kohti napaa johtuvan pääasiassa meren voimakkaimman pintalämpötilagradientin siirroksesta samaan suuntaan. Pohjoisella pallonpuoliskolla tilanne on monimutkaisempi laajempien manneralueiden vuoksi.

Osaksi meren pintalämpötilan kohoamisen vuoksi trooppisten syklonien ennakoidaan voimistuvan intensiteetiltään kuluvaan vuosisadan loppua kohti (Meehl ym. 2007, s. 786-788) mutta niiden määrän vastaavasti vähenevän (Bengtsson ym. 2007). Koska osa keskileveysasteiden sykloneista saa alkunsa napaa kohti ajautuvista trooppisista myrskyistä, voi edellä kuvattu muutos synnyttää vähemmän mutta voimakkaampia sykloneita. Tosin tällä olisi määrällistä vaikutusta korkeintaan loppukesällä ja alkusyksystä trooppisen syklonitoiminnan ollessa aktiivisimmillaan (Bengtsson ym. 2009.)

Edellä on kuvattu, kuinka ilmastonmuutoksen todennäköisillä seurauksilla on usein vastakkaisuuntaisia vaikutuksia keskileveysasteiden syklonitoimintaan. Keskiarvokenttien ja yksinkertaistettujen ilmastomallien avulla ei ongelmaa voida lähestyä kuin kvalitatiivisesti pohtien. Toistaiseksi ainoa keino saada tarkempia tietoja syklonitoiminnan alueellisista muutoksista on simuloida ilmastoa kehittyneillä ilmakehä- ja merimalleilla. Ilmastomalleista toistaiseksi saadut tulokset ovat

kuitenkin varsin kirjavia, mikä osaltaan selittyy sillä, että mallit käsittelevät syklonitoimintaan vaikuttavia kilpailevia prosesseja hivenen eri tavoin.

2.4 IPCC:n arviointiraporttien yhteenvedot syklonitoiminnan muutoksista

Hallitustenvälisen ilmastopaneelin IPCC:n vuonna 1990 ilmestyneessä ensimmäisessä arviointiraportissa (Houghton ym. 1990) ennakoitiin, että keskileveysasteiden myrskyt tulevat heikkenemään tai muuttamaan reittiään, koska napa-alueiden ja tropiikin välinen lämpötilaero pienenee. Raportissa todettiin myös, että mallien erottelukyky ei kyennyt toisintamaan riittävän pienen mittakaavan häiriöitä, joten myrskyisyyden muuttumista päästäisiin tutkimaan vasta, kun mallit olisivat riittävän kehittyneitä. (Houghton ym. 1990, s. xxv-xxvi.) Varhaisimmat tämän tutkielman aineistona käytetyt, syklonitoiminnan muutoksia koskevat tutkimukset onkin julkaistu vasta vuonna 1993.

Kaksi vuotta myöhemmin julkaistussa ensimmäisen arviointiraportin lisäosassa (Houghton ym. 1992) oli keskileveysasteiden syklonitoimintaa päästy tutkimaan lähinnä ilmastomallien geopotentialikorkeuden varianssin eli niin sanottujen kaistanpäästösuodatettujen myrskyratojen avulla. Vielä ei kuitenkaan ollut käytettävissä tutkimuksia, joissa yksittäiset syklonit olisi paikannettu ja jäljitetty hilamuotoisesta mallitiedosta. (Houghton ym. 1992, s. 119-120.) Sen sijaan IPCC:n toisen arviointiraportin (Houghton ym. 1995) aikaan oli jo julkaistu muutamia tutkimuksia, joissa ilmastomallien avulla arvioitiin myrskyjen kulkureitin ja lukumäärän muutoksia. Mallit olivat kuitenkin erimielisiä ilmastomuutoksen myötä tapahtuvista muutoksista. Raportissa oltiin myös tietoisia ylä- ja alatrioposfääriin kilpailevista prosesseista. (Houghton ym. 1995, s. 332-334.)

Vuonna 2001 ilmestyneen kolmannen arviointiraportin (IPCC 2001) ensimmäisessä osaraportissa kirjoitetaan keskileveysasteiden syklonitoiminnasta jo huomattavasti monisanaisemmin:

Monet mallit ennustavat vähenevässä määrin heikkoja ja enenevässä määrin syvempiä keskileveysasteiden matalapaineita, mikä tarkoittaa myrskyjen kokonaismäärän vähenemistä. Uusia menetelmiä kehitetään

[syklonitoiminnan] muutosten ja vaihtelevuuden tutkimiseksi, mutta yleiseen yksimielisyyteen mallien kesken ei ole päästy. (Cubasch ym. 2001, s. 529, käännös LR.)

Samassa raportissa todetaan, että pitemmät aikasarjat ovat lisänneet tulosten luotettavuutta. Toiveissa on, että jatkossa tällaisia pitkiä aikasarjoja voitaisiin tuottaa myös korkearesoluutioisilla malleilla. (Cubasch ym. 2001, s. 573.)

Kuusi vuotta myöhemmin ilmestyneen neljännen arviointiraportin ensimmäisessä osaraportissa (IPCC 2007a) todetaan:

Mallien ennusteiden mukaan molemmilla pallonpuoliskoilla tulee esiintymään keskimäärin vähemmän keskileveysasteiden myrskyjä, ja niiden radat tulevat siirtymään kohti napaa erityisesti eteläisellä pallonpuoliskolla. Myrskyjen keskuksessa vallitsee matalampi paine. (Meehl ym. 2007, s. 751, käännös LR.)

Kolmanteen arviointiraporttiin verrattuna uutta on arvio sykloniratojen siirroksista kohti napoja, minkä katsottiin olevan melko yhdenmukainen tulos eri tutkimusten välillä. Syklonien intensiteetin oli tutkimuksissa havaittu joko voimistuvan tai pysyvän ennallaan. Syklonien määrän ja esiintymistiheyden suhteen oli arvioita molempiin suuntiin, ja niissä merkittävämmiksi katsottiin alueellisesti tapahtuvat muutokset. (Meehl ym. 2007, s. 788-799.) Kaiken kaikkiaan syklonitoiminnan tulevista muutoksista kirjoitetaan lähes tuhatsivuisessa teoksessa vain yhden sivun verran, vaikka sen katsotaan olevan yksi keskileveysasteiden ilmastoon merkittävimmin vaikuttavista tekijöistä. Syy lieenee siinä, että julkaistut tulokset ovat olleet heiveröisiä ja keskenään ristiriitaisia, kun taas IPCC:n arviointiraportit keskittyvät ilmastomuutostutkimuksen tämänhetkisen fysikaalisen ymmärtämyksen niihin puoliin, joita pidetään kaikkein olennaisimpana päätöksentekijöille (IPCC 2007a, vii).

3 SYKLONIKLIMATOLOGIOIDEN LUOMISEEN KÄYTETYT MENETELMÄT

Numeerisilla ilmakehämalleilla tehty uusanalyysit (luku 4) ja ilmastosimulaatiot tuottavat aikasarjoja sekä menneestä ilmastosta että ilmaston mahdollisesta tulevasta kehityksestä. Kun halutaan tutkia syklonitoiminnan piirteitä, on ne kyettävä eristämään aikasarjoista. Yleisimmin haetaan tietoja syklonien reiteistä, lukumäärästä ja intensiteetistä. Syklonitoimintaa voidaan tarkastella eulerilaisesta tai lagrangelaisesta näkökulmasta. Kun virtausta tarkastellaan eulerilaisesti, virtauksen ominaisuudet kuvataan maanpinnan suhteen kiinnitetyssä koordinaatistossa, jolloin virtausta ikään kuin tarkastellaan ulkopuolisen tarkkailijan silmin. Synoptisessa mittakaavassa voidaan esimerkiksi seurata valitussa pisteessä $[x, y, p]$ tapahtuvaa korkeuskentän vaihtelua ja tehdä sen avulla päätelmiä syklonitoiminnan vilkkaudesta kyseisessä pisteessä. Lagrangelainen tapa taas ui virtauksen sisään; siinä seurataan yksittäisen ilmapaketin kulkua ajassa ja tilassa. Syklonitoimintaa tarkastellaan lagrangelaisesti, kun seurattavana kohteena on sykloni tai sen osa, tavallisesti syklonin keskus. Yhdistämällä toisiinsa keskuksen sijainnit peräkkäisinä ajanhetkinä saadaan selville syklonin liikerata ja –nopeus. Kummallakin lähestymistavalla saadaan selville syklonitoiminnan vilkkaimmat alueet eli eräänlainen sykloniklimatologia, mutta menetelmissä on myös eroja, joita käsitellään tuonnempana.

Ennen tietokoneiden kehittymistä sykloniklimatologioiden luomista lähestyttiin lagrangelaisesti. Päivittäisiltä synoptisilta analyysikartoilta paikannettiin syklonikeskukset tavallisesti keskimääräisellä merenpinnalla vallitsevan ilmanpaineen (*mean sea level pressure*, MSLP) minimikohtina, joita ympäröi yksi tai useampi suljettu isobaari. Peräkkäisten analyysien syklonikeskukset yhdistettiin toisiinsa ja näin jäljitettiin syklonin kulkureitti (Ulbrich ym. 2009). Manuaalisten menetelmien käyttö on kuitenkin paitsi hidasta myös altis yksilön tekemille subjektiivisille valinnoille, jotka riippuvat esimerkiksi kokemuksen määrästä. Numeeristen ilmakehämallien myötä käyttöön tulivat hilamuotoiset analyysit ilmakehän tilasta, mikä mahdollisti uudet, objektiiviset lähestymistavat syklonitoiminnan jäljittämiseksi, tarvittiinhan lisääntyneiden tietomäärien käsittelyyn

joka tapauksessa laskentatehokkaita työkaluja. Näistä ensimmäinen oli eulerilainen lähestymistapa, jossa hilakenttiä aikasuodattamalla saatiin esiin synoptisen mittakaavan vaihtelu. Viime vuosina on kuitenkin palattu takaisin lagrangelaisiin yksittäisten syklonien paikannus- ja jäljitysmenetelmiin, mutta tällä kertaa syklonien tunnistus tapahtuu objektiivisten algoritmien avulla. Manuaalisten menetelmien käyttö vuosikymmenien tai jopa vuosisatojen mittaisten ilmastomalliajojen analysoinnissa ei selvästikään ole enää tarkoituksenmukaista.

3.1 Eulerilainen aikasuodatusmenetelmä

Aikasarjojen suodattamisella tarkoitetaan alkuperäisen aikasarjan korvaamista suodatetulla aikasarjalla, johon tulevat mukaan vain halutun mittaiset vaihtelut. Blackmon (1976) ja Blackmon ym. (1977) esittivät synoptisen vaihtelun kuvaamiseksi yksinkertaisen menetelmän, jossa kaistanpäästösuodatusta eli BP-suodatusta (*band-pass filtering*) käyttämällä eristetään 500 hPa:n geopotentialikorkeuskentästä 2-6 vuorokauden mittainen vaihtelu ja tarkastelemalla sen keskihajontaa saadaan esille syklonien ja antisyklonien esiintymistiheys. Alueita, joilla keskihajonta on suuri, Blackmon ym. (1977) kutsuvat myrskyradoiksi.

Eulerilainen menetelmä tarjoaa myrskyisyydelle yleisen ja jämäkän mittaluvun, johon eivät merkittävästi vaikuta esimerkiksi aikasarjoissa havaintojärjestelmien muutosten vuoksi piilevät hypähdykset. Muita etuja ovat helppokäyttöisyys ja nopeus, jolloin suuria tietomääriä voidaan käsitellä kohtuullisessa ajassa (Hoskins ja Hodges 2002). Keskitroposfäärin lisäksi voidaan käsitellä ilmakehän muitakin tasoja, jolloin ilmiöstä saadaan kolmiulotteinen kuva (Chang ym. 2002). Korkeuskenttien ohella BP-suodatusta voi soveltaa muihinkin suureisiin. Ulbrich ym. (2008) tutkivat myrskyratoja 23 ilmastomalliajon parvessa ja valitsivat analysoitavaksi suureeksi keskimääräisen merenpinnan ilmanpaineen (MSLP), koska 500 hPa:n korkeuskenttiä ei ollut saatavilla arkistoiduissa tiedoissa. Myös Yin (2005) tutki 15 eri ilmastomallilla tehtyjä simulaatioita ja niiden myrskyratoja ja päätyi käyttämään kaistanpäästösuodatetuista tuuliaikasarjoista laskettua häiriöiden kineettistä energiaa (*eddy kinetic energy*, EKE) syklonitoiminnan kuvaamiseksi.

On kuitenkin huomioitava, että Blackmonin ym. (1977) myrskyradoiksi nimeämät alueet ovat paitsi keskitroposfäärin virtauksessa liikkuvien solien, myös selänteiden vaihtelua. Virtaus pyrkii kehittymään syklonaalisesti myrskyradan napa-alueen puoleisella reunalla ja antisyklonaalisesti päiväntasaajan puolella (Hoskins ja Valdes 1990). Wallace ym. (1988) pitivät koko termiä myrskyrata harhaanjohtavana, sillä se ei yksiselitteisesti esitä syklonien esiintymistiheyttä. Alun perin Blackmon ym. (1977) katsoivat keskitroposfäärin korkeuskentän solien ja selänteiden vaihtelun vastaavan pinnassa esiintyviä matala- ja korkeapaineiden keskuksia, mutta oletuksen pätevyys on myöhemmin kyseenalaistettu. Esimerkiksi Wallace ym. (1988) totesivat, että vaikka pinnassa esiintyvät matala- ja korkeapaineet yleisesti ottaen noudattivat ylemmän ilmakehän barokliinisten aaltojen kulkureittejä, pintamatalapaineilla on taipumus liikkua (pohjoisella pallonpuoliskolla) lounaasta koilliseen ja korkeapaineilla luoteesta kaakkoon.

Jos toisaalta halutaan kuvata sekä sykloni- että antisyklonitoimintaa, Blackmonin (1977) suodatuksessa käytetty 2-6 vuorokauden mittainen vaihtelu ei pidä sisällään pitkäkestoisia, stationäärisiä tilanteita, jotka usein liittyvät sulkukorkeapaineisiin ja ovat olennainen osa keskileveysasteiden ilmastoa.

Ongelmallista on myös syklonien intensiteetin ja lukumäärän erittely BP-suodatetuissa myrskyradoissa, sillä menetelmässä ei ole näille suoranaisia mittalukuja (Trigo 2006). BP-suodatus kertoo myrskyradan vaihtelevuudesta: kun vaihtelevuus kasvaa, myrskyrata vahvistuu eli häiriöaktiiviteetti kasvaa. Aktiiviteetin kasvun voisi rinnastaa syklonien (ja antisyklonien) intensiteetin kasvuun. Esimerkiksi Finnisin ym. (2007) mukaan muutokset myrskyradan vaihtelevuudessa edustavat kuitenkin sekä syklonien (ja antisyklonien) frekvenssin että niiden intensiteetin muutosten yhteisvaikutusta.

Tuoreimpana kritiikkinä BP-suodatettuja myrskyratoja kohtaan on esitetty Doppler-ilmiön vaikutusta keskitroposfäärin virtauskenttään (Burkhardt ja James 2006, Chang 2009). Kritiikin mukaan myrskyratoihin vaikuttaa myös taustavirtauksen vaihtelun aiheuttama Doppler-ilmiö. Jos virtauksen häiriöiden vaihenopeus pysyy likimain vakiona, taustavirtauksen nopeuden kasvu kasvattaa myös häiriöiden

esiintymistiheyttä ja siirtää osan hitaammin kulkevista häiriöistä valitun suodatusvälin (esimerkiksi synoptinen 2-6 vuorokautta) sisälle. Vastaavasti osa häiriöspektristä siirtyy 2 vuorokauden lyhemmälle puolelle, mutta tämän siirroksen vaikutus on pienempi, koska spektritiheys suodatusvälin lyhyemmässä päässä on pienempi (J. Räisänen, henkilökohtainen tiedonanto 23.11.2010). Tämän seurauksena BP-suodatettu vaihtelu kasvaa. Vastaavasti taustavirtauksen hidastuminen pienentää vaihtelua. Burkhardt ja James (2006) esittivät Doppler-korjausta suodatetuille suureille siinä tapauksessa, että virtauksen häiriöiden mittakaava on riippumaton taustavirtauksen nopeudesta. Tutkijoiden mukaan Doppler-korjattujen myrskyratojen intensiteetin maksimi osuu virtauksen suunnassa edemmäksi kuin perinteisten myrskyratojen maksimi. Toisin sanoen pohjoisen pallonpuoliskon myrskyradat ulottuisivat todellisuudessa pitemmälle itään ja jopa mannerten ylle, kuten havainnotkin osoittavat. Useissa syklonitoiminnan tuleviin muutoksiin keskittyvissä tutkimuksissa on vertailtu mallin eri ajoista saatuja BP-suodatettuja myrskyratoja ja näissä Burkhardtin ja Jamesin esittämä korjaustarve voi olla merkityksellinen.

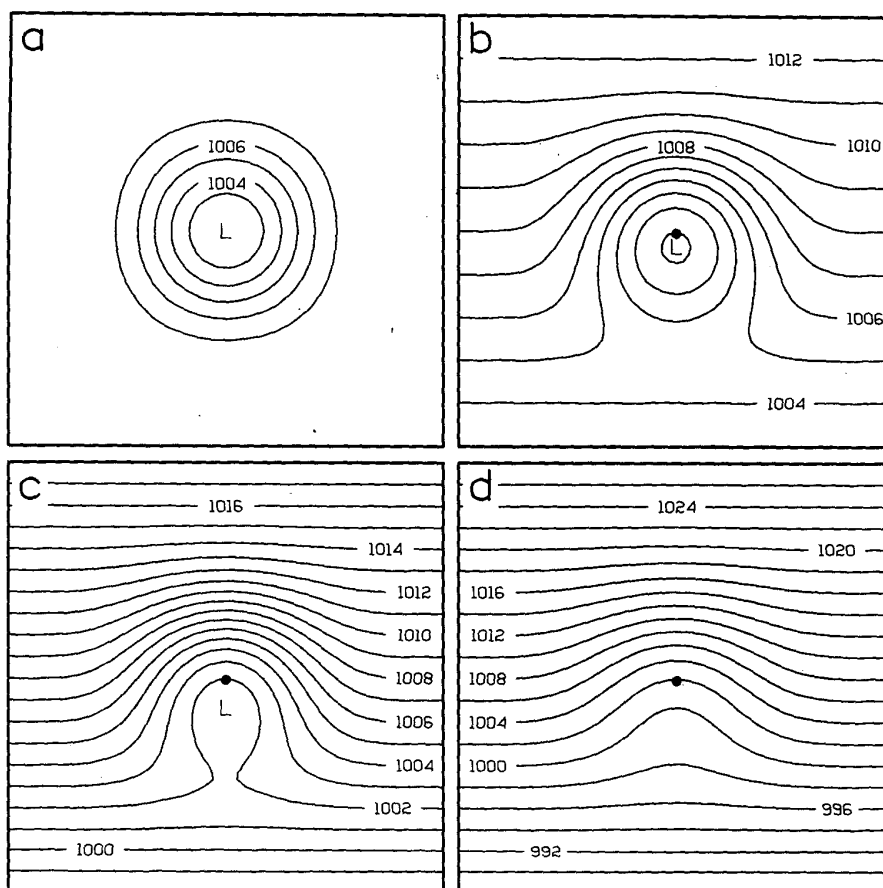
Toisaalta myös Chang (2009) tutki Doppler-ilmiön vaikutusta ja piti korjaamattomia BP-suodatettuja kenttiä edelleen hyvinä myrskyratojen indikaattorina lukuunottamatta tapauksia, joissa taustavirtauksen nopeus vaihtelee voimakkaasti. Menetelmän lisäetuja ovat eri suureista BP-suodattamalla saatujen kenttien samankaltaisuus ja hyvä korrelaatio sademäärän poikkeamien kanssa. Chang myös korosti, että Blackmonin BP-suodatus on suoraviivainen ja helposti toistettavissa oleva menetelmä.

3.2 Lagrangelainen paikannus- ja jäljitysmenetelmä

Viime vuosikymmeninä on kehitetty useita numeerisia hahmontunnistusalgoritmeja, joilla syklonit voidaan objektiivisesti paikantaa ilmakehämallien hilamuotoisesta tiedosta (esim. Lambert 1988, Murray ja Simmonds 1991, König ym. 1993, Sinclair 1994, Hodges 1995, Blender ym. 1997, Zhang ja Wang 1997, Geng ja Sugi 2001, Gulev ym. 2001). Osassa menetelmistä myös yhdistetään toisiinsa peräkkäisten aika-askelten syklonit, jolloin saadaan jäljitettyä syklonin trajektoria aika-avaruudessa. Lähestymistapaa kutsutaan lagrangelaiseksi, sillä seurattavana on virtauksen mukana

uiva sykloni, yleensä sen keskus. Myös antisykloneille on sovellettu vastaavia paikannus- ja jäljitysmenetelmiä (mm. Zhang ja Wang 1997, Sinclair ja Watterson 1999). Toisin kuin BP-suodatuksessa, jäljitys- ja paikannusmenetelmissä voidaan kuitenkin aina erottaa sykloni- ja antisyklonitoiminta toisistaan. Objektiiviset lagrangelaiset menetelmät ovat tulleet mahdolliseksi tietokoneiden laskentatehon kasvaessa: toisaalta ilmastomallien resoluutio on kehittynyt riittävän suureksi, jotta hilatiedosta voidaan luotettavasti tunnistaa yksittäiset syklonit, toisaalta käytössä on riittävä laskentakapasiteetti numeerisesti raskaiden algoritmien pyörittämiseksi.

Paikannusalgoritmeissa syklonin sijainnin määrittelyyn käytetään yleensä keskimääräisen merenpinnan paineen tai 1000 hPa:n geopotentialkorkeuden minimiä. Menetelmien hienostuneisuudessa on suuria eroja. Yksinkertaisimmillaan algoritmi vain tunnistaa sellaisen hilapisteen, jossa vallitsee pienempi MSLP kuin neljässä viereisessä pisteessä (Lambert 1988). Edellä kävi ilmi, että hahmontunnistusalgoritmeja on kahdenlaisia: toisissa ainoastaan tunnistetaan syklonit, toisissa myös jäljitetään niiden trajektorit. Jos laskentakapasiteetti sallii, voidaan lisätä lukuisia muita kriteerejä, kuten käyttää syklonin tunnistamiseen suurempaa hilapistejoukkoa tai määritellä, että jossain vaiheessa syklonin elinkaarta sen keskuksen ympärillä tulee olla suljettu isobaari, keskuksen ilmanpaineen tulee saavuttaa tietty raja-arvo, syklonin tulee olla elinkaareltaan riittävän pitkä tai että se ei saa olla stationäärinen. Myös maantieteellisesti kyseenalaisissa paikoissa havaitut syklonit voidaan rajata ulkopuolelle. Esimerkiksi MSLP:n tai geopotentialkentän käyttö syklonipaikannuksessa tuottaa orografialtaan korkeille alueille herkästi keinotekoisia sykloneita, koska paine tai painepinnan korkeus on ekstrapoloitava keskimääräiseen merenpintaan. Niinpä useissa tutkimuksissa on eliminoitu kaikki algoritmin yli 1000-1500 metrin korkeudelta merenpinnasta löytämät matalapaineet. Mitä enemmän kriteerejä asetetaan, sitä todennäköisemmin sykloniklimatologia koostuu halutunlaisista sykloneista. Esimerkiksi elinkaaren pituuden ja etenemismatkan vähimmäisarvon asettaminen mahdollistaa keskittymisen liikkuviin matalapaineisiin, joilla on suurin merkitys ilmaston kannalta (Bengtsson ym. 2006).



Kuva 6. Kaavio suhteellisen pyörteisyyden ja ilmanpaineen suhteesta eteläisellä pallonpuoliskolla. a) Isobaarit piirretty 1 hPa:n välein vastaamaan stationääristä suhteellisen (negatiivisen) pyörteisyyden anomaliaa. L merkitsee ilmanpaineen minimikohtaa. b) Kuten a, mutta kuvaan lisätty geostrofisen länsivirtauksen vaikutus ilmanpaineeseen. Suhteellisen pyörteisyyden minimi on merkitty pisteellä. c) Länsivirtauksen vaikutus kaksinkertaistettu. d) Länsivirtauksen vaikutus kolminkertaistettu ja isobaarit piirretty 2 hPa:n välein. Matalapaineen minimikohtaa ei enää havaita. (Sinclair 1994, kuva 1).

Edellä mainitun orografiaongelman lisäksi MSLP:n tai 1000 hPa:n geopotentiaaliminimin käytöllä syklonien paikannukseen on Sinclairin (1994) mukaan kaksi muutakin ongelmaa. Syklonin keskus voi kadota kokonaan taustakentän ilmanpaineen muuttuessa esimerkiksi suuren mittakaavan virtauksen voimistumisen seurauksena (kuva 6). Kun länsivirtauksen (huom. kuva käsittelee eteläisen pallonpuoliskon virtausta) voimakkuus kasvaa, kuvaan pisteellä merkitty suhteellisen pyörteisyyden minimi pysyy paikoillaan mutta ilmanpaineen minimikohta L siirtyy kohti napaa. Syklonien kulkureitin siirros kohti napaa on yksi usein havaituista muutoksista tutkittaessa matalapainetoimintaa lämpenevässä ilmastossa (ks. luku 5.3.3). Toinen ongelma on se, että kyseinen valintamenetelmä suosii syviä

matalapaineita sellaisten nopeasti liikkuvien järjestelmien kustannuksella, joissa ei ole selvästi havaittavaa minimikohtaa (kuva 6 d) ja jollaisia tyypillisesti ovat varhaisessa kehitysvaiheessa olevat häiriöt. Sykloneita tunnistetaan tällöin eniten niillä alueilla, joilla ne ovat voimakkaita ja taustakentän perusvirtaus heikko.

Näiden ongelmien välttämiseksi syklonien paikantamiseen ja jäljittämiseen on käytetty myös 850 hPa:n suhteellisen pyörteisyyden ξ maksimia (esim. Bengtsson ym. 2006, Bengtsson ym. 2009) tai MSLP:n laplace-eroitua muotoa $\nabla^2 p$ (esim. Leckebush ja Ulbrich 2004, Pinto ym. 2006, Pinto ym. 2007, Leckebush ym. 2008), eli geostrofista pyörteisyttä

$$\xi \approx \frac{1}{\rho f} \nabla^2 p, \quad (2)$$

jossa ρ on ilman tiheys ja f coriolisparametri

Pyörteisyyskentästä synoptiset häiriöt voidaan havaita varhaisemmassa vaiheessa ja taustavirtauksen merkitys on pieni (Hoskins ja Hodges 2002). Esimerkiksi Sinclair (1994) havaitsi suhteellista pyörteisyttä käyttämällä eteläisellä pallonpuoliskolla enemmän liikkuvia häiriöitä ja pintapaineeseen verrattuna suhteessa suuremman määrän häiriöitä keskileveysasteilla, joilla taustavirtaus on voimakas. Häiriöt myös havaittiin aikaisemmassa kehitysvaiheessa kuin ilmanpaineen minimiä käytettäessä. Koska syklonien havaitsemiseen käytetty pyörteisyyskenttä valitaan yleensä 850 hPa:n korkeudelta eli noin 1,5 km merenpinnan yläpuolelta, pyörteisyys ei ole samalla tavalla riippuvainen paineen ekstrapoloinnista merenpintaan ja siitä aiheutuvista ongelmista kuin pintapainetta kuvaavat kentät (Bengtsson ym. 2006). Niissä tapauksissa, joissa geostrofien pyörteisyys lasketaan pintapaineesta (yhtälö 2), riippuvuus ekstrapoloituun paineeseen säilyy (Hoskins ja Hodges 2002). Pyörteisyyden etuna voidaan vielä mainita, että koska kyseessä on kinemaattinen suure, se liittyy ilmanpainetta läheisemmin kineettisen energian siirtymiseen (*eddy transport*) ja yleiseen kiertoliikkeeseen sekä yhteiskunnalle tärkeisiin ilmiöihin kuten voimakkaisiin tuuliin, pilvisyyteen ja sademääriin (Sinclair ja Watterson 1999).

Toisaalta pyörteisyyskenttä saattaa olla kovin hälyinen korkealla resoluutiolla, joten syklonien paikannus- ja jäljitystarkoituksissa resoluutiota on tarkoituksenmukaista

heikentää (Hoskins ja Hodges 2002, Bengtsson ym. 2006). Tällöin tulokset puolestaan tulevat riippuvaiseksi menetelmästä, jolla kentän tasoitus tehdään (Sinclair 1997).

Joissain tutkimuksissa on käytetty myös pyörteisyyden ja pintapaineen yhdistelmää (esim. König ym. 1993, Zhang ja Wang 1997). Sinclairin (1997) mukaan tällaiset menettelytavat viittaavat jo laajempaan käsitykseen siitä, mikä oikeastaan on sykloni. Edellä kuvattu ongelma onkin yksi esimerkki siitä, miten määritelmä (suure, jonka perusteella sykloni paikannetaan) toimii lähtökohtana saataville tuloksille (paikannetut syklonit ja niiden maantieteellinen sijainti) – aihe, jonka ympärillä pyöritään tämän tutkielman aineistoa analysoitaessa.

Syklonien paikannusmenetelmien lisäksi myös trajektorien jäljitystavoissa on eroja. Perusidea on kuitenkin useimiten samankaltainen kuin Königin ym. (1993) esittelemässä menetelmässä. Siinä syklonin sijainnin perusteella määritellään etsintäalue, josta sijainti pyritään paikantamaan edeltävällä aika-askeleella. Koska syklonit liikkuvat enimmäkseen leveyspiirien suuntaisesti, etsintäalue on suorakaiteen muotoinen itä-länsi-suunnassa. Hakualueelle osuvat hilapisteet on asetettu tärkeysjärjestykseen niin, että edeltävää keskusta haetaan ensisijaisesti syklonin todennäköisimmästä tulosuunnasta eli pohjoisella pallonpuoliskolla lounaasta ja eteläisellä pallonpuoliskolla luoteesta. Hilapisteiden priorisoinnilla lyhennetään laskenta-aikaa, mutta Schubertin ym. (1998) mukaan menettely voi luoda harhaa tuloksiin. Esimerkiksi radan siirros kohti napaa voi jäädä huomaamatta, jos jäljitysmenetelmä hakee seuraavaa keskuksen sijaintia vain itäsuunnasta. Napaa kohti suuntautuvat radat katkeavat ja ne saatetaan eliminoida liian lyhyen elinkaaren perusteella. Tämän vuoksi Schubert ym. (1998) eivät pidä eri jäljitysmenetelmiä käyttäviä tutkimuksia keskenään vertailukelpoisina.

Gulevin ym. (2001) mukaan jäljitys on muutoinkin lagrangelaisen menetelmän suurin epävarmuutta aiheuttava tekijä. Ongelmia ilmaantuu, kun nopeasti liikkuvat syklonit kulkevat stationääristen matalapaineiden yli tai kun yritetään jäljittää matalapainetta, jossa on useita osakesukuksia. Gulev ym. käyttivät omassa metodissaan syklonien interaktiivista jäljitystä, joka perustuu pintapaineen

tietokoneanimointiin ja jäljittelee manuaalista menetelmää mutta on nopeampi eikä niin altis subjektiivisuudelle ja inhimillisille virheille.

Kiistelystä huolimatta lagrangelaiset menetelmät ovat jossain määrin syrjäyttäneet eulerilaisen BP-suodatuksen syklonitoiminnan tutkimuksessa. Niiden suurin etu on, että niillä päästään käsiksi suoraan tutkittavaan ilmiöön paikannettujen keskuksien ja trajektorien muodossa. Eulerilaista menetelmää on kuitenkin edelleen edullisempaa käyttää esimerkiksi laajoissa eri ilmastomallien tuloksia vertailevissa tutkimuksissa (esim. Yin 2005, Ulbrich ym. 2008). Näitä kahta menetelmää voidaan käyttää myös rinnakkain. Tämän tutkielman aineistona käytetystä 30 syklonitutkimuksesta (ks. taulukko 2 luvussa 5.3) 13:ssa on käytetty syklonien paikannus- ja jäljitysalgoritmiä. Seitsemässä tapauksessa syklonit on paikannettu muttei jäljitetty. Pelkkää BP-suodatusta on käytetty neljässä tutkimuksessa. Viidessä tutkimuksessa on puolestaan sovellettu sekä BP-suodatusta että syklonien objektiivista paikannusta tai paikannus- ja jäljitysalgoritmiä.

Vaikka eulerilainen ja lagrangelainen lähestymistapa pyrkivät samaan lopputulokseen eli eristämään hilatiedosta syklonitoiminnan reitit ja aktiivisimmat alueet, ne kuvaavat hieman eri asiaa. BP-suodatetut myrskyradat eivät välttämättä sijaitse samassa kohdassa kuin syklonien esiintymistiheyden maksimit, vaan jälkimmäiset tyypillisesti havaitaan lähempänä napaa (mm. König ym. 1993, Lunkeit ym. 1996, Pinto ym. 2006). Kuten edellä todettiin, BP-suodatus ottaa huomioon sekä sykloni- että antisyklonitoiminnan, kun taas lagrangelaisessa menetelmässä nämä voidaan erotella. Pinton ym. (2006) mukaan antisyklonitoiminnan aiheuttaman vaihtelun huomioiminen siirtää myrskyratoja kohti päiväntasaajaa. Toinen merkittävä ero on korkeus, jolla syklonitoimintaa ilmakehässä havainnoidaan. Yleisin tapa myrskyratojen suodattamiseksi on operoida keskitroposfääriin (500 hPa) korkeuskenttää, kun taas paikannus- ja jäljitysmenetelmissä suosituinta on käyttää joko suoraan pintakenttiä (MSLP tai 1000 hPa:n korkeus) tai rajakerroksen yläreunaa (850 hPa:n pyörteisyys). Ei ole selvillä, miten tämä vaikuttaa lopputulokseen, mutta koska kehittyvä barokliininen häiriö on yleensä kallistunut pystysuunnassa, voi tarkastelukorkeudella olla merkitystä.

Siinä missä eulerilainen menetelmä on varsin suoraviivainen reunaehdoissaan ja riippumaton esimerkiksi käytetystä kentästä, lagrangelainen menetelmä on herkkä niille lukuisille kriteereille, joita syklonien paikantamiselle ja jäljitykselle voidaan asettaa. Intuitiivisesti on selvää, että eri tavoin määritellyt paikannus- ja jäljitysalgoritmit eivät anna samanlaisia tuloksia, mutta toisaalta ei ole tarkkaan tiedossa, poikkeavatko tulokset toisistaan merkittävästi ja sisältyykö joihinkin menetelmiin selviä vääristymiä. Raible ym. (2008) vertailivat kolmea lagrangelaista paikannus- ja jäljitysmenetelmää, ja havaitsivat niiden tuottamat sykloniklimatologiat varsin samankaltaisiksi rakenteeltaan. Selkeimmät erot olivat paikannettujen syklonikeskusten määrässä ja niiden trendeissä. Raible ym. (2008) pitivät kuitenkin tutkimiaan menetelmiä esimerkiksi ilmastonmuutosskenaarioiden analysointiin soveltuvina. Heidän mukaansa trendejä tutkittaessa olisi ihanteellista analysoida malliajoja useammalla eri paikannus- ja jäljitysmenetelmällä tai soveltaa käytettävän menetelmän herkimpiin parametreihin parviennusteista tuttua Monte Carlo -metodia. Tämä luonnollisesti kasvattaa vaadittua laskenta-aikaa, joten esimerkiksi tämän tutkielman aineiston artikkeleissa on tyydytty käyttämään vain yhtä paikannus- ja jäljitysalgoritmiä kerrallaan. Lisäksi tietokoneressurssien käyttöä optimoitaessa on huomioitava, että myös käytettävissä olevan ilmakehämallin tyyppi ja resoluutio vaikuttavat merkittävästi siihen, kuinka paljon ja minkälaisia sykloneja havaitaan.

Kaikkine monimutkaisuuksineen lagrangelainen lähestymistapa kuitenkin mahdollistaa yksittäisten syklonien elinkaaren ja intensiteetin, ratojen tiheyden, etenemisnopeuden sekä syklogeneesin ja syklolyysin tutkimisen. Pitkän ajan keskiarvojen lisäksi päästään käsiksi myös syklonitoiminnan ääriarvoihin, joista ilmastonmuutostutkimuksessa ollaan erityisen kiinnostuneita (Pinto ym. 2007). Syklonin sijainnin, trajektorien ja elinajan lisäksi sykloniklimatologioista voidaan haluttaessa eristää lukuisia muitakin parametrejä. Esimerkiksi Löptien ym. (2008) laskivat kullekin syklonille syvenemis- tai täyttymisnopeuden eri ajanhetkillä ja analysoivat niiden perusteella kunkin syklonin syvenemisnopeuden suurimman arvon ja keskiarvon. Lisäksi he laskivat etenemisnopeuden suurimman arvon ja keskiarvon sekä syklonin koko elinkaarelle että sen syvenemis- ja täyttymisjaksoille. Löptienin ym. (2008) mukaan edellä mainittuja elinaikaparametrejä analysoimalla voidaan

arvioida syklonitoimintaa ja mallien suorituskkyä uudella tavalla ja kenties havaita niistä sellaisia harhoja, jotka eivät ole tulleet esiin BP-suodatetuissa aikasarjoissa.

Tämän tutkielman syklonitoimintaa tutkivasta artikkeliaineistosta yhdessä syklonitoimintaa ei ollut määritelty kummallakaan edellä kuvatuista (eulerilainen ja lagrangelainen) tavoista. Fischer-Bruns ym. (2005) päätyivät tutkimaan syklonitoimintaa suoraan myrskypäivien esiintymistiheyden pohjalta. Myrskypäivät määriteltiin 10 metrin korkeudelta mitatun maksimituulen perusteella. Tutkijoiden mukaan näin on välttytty syklonien paikannus- ja jäljitysmenetelmiin liittyvistä, mahdollisesti harhaanjohtavista olettamuksista. Fischer-Brunsilla ym. oli käytettävissä 30 minuutin välein arkistoitu tuulitieto, mutta suurimmassa osassa aineiston tutkimuksista ei ole ollut käytettävissä näin tihein aika-askelein tallennettua tietoa. Sitä paitsi tällä tavoin aikaansaadun epäsuoran sykloniklimatologian verifiointi ei onnistu tämänhetkisiä uusanalyysyjä käyttäen, sillä niissäkin tieto on yleensä arkistoitu 6 tunnin välein.

4 UUSANALYYSIT

Nykyinen säähavaintoverkko on rakennettu pitkälti lyhyen aikavälin sään ennustamisen tarpeisiin, eivätkä sen antamat aikasarjat sellaisenaan sovellu ilmastomuutostutkimuksen käyttöön. Numeeriset ennustusmallit tuottavat havaintojen pohjalta analyysijä ilmakehän hetkellisestä tilasta operatiiviselle sääpalvelulle. Niissä havaintotieto assimiloidaan mallin aiemmin tuottamaan ennusteeseen, minkä tuloksena saadaan ilmakehän tilasta käsitys, joka on sekä havaintojen mukainen että fysikaalisesti perusteltavissa (Järvinen 2003, s. 13-14). Kun sama toistetaan peräkkäisinä analyysihetkinä, havaintojen sisältämä tieto leviää vähitellen mallin koko laskenta-alalle, joten analyysit tarkentuvat myös harvan havaintoverkon alueilla (Hodges ym. 2003). Operatiivisten analyysien ongelmana kuitenkin on, että eri aikakausina tehdyt analyysit saattavat poiketa toisistaan merkittävästi, sillä havaintojen määrä, jakauma ja laatu, havaintojen assimiloitimenetelmät, mallin dynamiikka ja parametrisointi ja tietokoneen laskentateho ovat muuttuneet aikojen kuluessa. Uusanalyysien (*re-analysis*) ideana on analysoida havainnot uudelleen mallilla, joka on kehittyneempi kuin mitä havaintojen tekoaikana oli saatavilla. Tällaisen analyysin tulisi sisältää ainoastaan ilmakehän kiertoliikkeen ja havaintojärjestelmien muutosten aiheuttamat vaihtelut. (Järvinen 2003, s. 84.)

Uusanalyysit ovat merkittäviä apuvälineitä ilmastotutkimuksessa, sillä niiden avulla voidaan eritellä trendejä aikasarjoissa ja hakea vastausta esimerkiksi siihen, näkyvätkö kasvihuoneilmiön voimistumisen vaikutukset nykyilmastossa. Lisäksi niiden avulla on mahdollista laatia klimatologisia aikasarjoja niiltä alueilta, joilta on saatavissa niukasti havaintotietoa. Ilmastomuutostutkimuksessa uusanalyysijä käytetään myös ilmastomallien verifioimiseen. Operatiiviset sääennusteet verifioidaan jälkikäteen havaintojen perusteella, minkä pohjalta arvioidaan ja korjataan mallin suorituskykyä. Koska tämä ei ole mahdollista satoja vuosia tulevaisuuteen tehtyjen tietokonelaskelmien kohdalla, ilmastomallien verifionti suoritetaan tavallisesti tekemällä ennusteen lisäksi niin sanottu kontrolliajo eli ennustelaskelma jollekin uusanalyysien perusteella jo tunnetulle ajanjaksolle. Yleensä jakso on valittu lähimenneisyydestä, ja sen katsotaan samalla kuvailevan

nykyistä ilmastoa. Vertailemalla kontrolliajon ja uusanalyysin klimatologisia piirteitä saadaan osviittaa siitä, kykeneekö tietokonemalli realistisesti simuloimaan ilmasto-olosuhteet ja erityisesti sen ilmiön, jota ollaan tutkimassa.

4.1 Uusanalyysihankkeiden vertailua

Ennen uusanalyysihankkeita klimatologisten trendien erittelyyn ja ilmastomallien verifiointiin käytettiin operatiivisten mallien alkuanalyysijä, mutta niiden aikasarjat kärsivät edellä mainitusta epähomogeenisuudesta. Ensimmäiset varsinaiset uusanalyysit laadittiin 1980-luvun alussa. Sitten merkittäviä globaaleja uusanalyysihankkeita (taulukko 1) ovat olleet Yhdysvaltojen ympäristöennustamisen keskuksen NCEP:n (*National Centers for Environmental Prediction*) ja ilmakehätutkimuksen keskuksen NCAR:n (*National Center for Atmospheric Research*) yhteistyönä tuottama NCEP/NCAR-analyysi sekä Euroopan keskipitkien sääennusteiden keskuksen ECMWF:n (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*) ERA-15 ja ERA-40 –analyysit. ECMWF:ssa tuotetaan parhaillaan ERA-Interim -analyysiä, jonka etuina ovat mm. mallin kehittyneempi fysiikka ja 12-tuntinen 4D-variaatioassimilaatioikkuna, joka pystyy käyttämään paremmin hyväksi ei-synoptisia havaintoja (Uppala ym. 2008). ERA-Interim saavutti operatiiviset analyysit maaliskuussa 2009 ja analyysiä on jatkettu siitä lähtien lähes reaaliajassa (ECMWF 2010, [www-dokumentti](#)). Myös NCEP/NCAR on jatkuvasti päivittyvä analyysi. Siitä on lisäksi laskettu kehitettyjä ja korjattuja versioita, kuten NCEP-DOE (Kanamitsu ym. 2002).

Taulukko 1. Merkittäviä uusanalyysihankkeita ja niiden ominaisuuksia.

uusanalyysi	valmistumis- vuosi	malli	resoluutio	ajanjakso	pituus	assimilaatio	viite
NCEP/NCAR	(1995) jatkuva	NCEP (NMC)	T62 L28	1948->	jatkuva	3D-Var	Kalnay ym. 1996
ERA-15	1995	ECMWF	T106 L31	1979-1993	15 a	OI	Gibson ym. 1997
ERA-40	2002	ECMWF	T159 L60	1957-2002	45 a	päivitetty 3D-Var	Uppala ym. 2005
ERA-Interim	(2009) jatkuva	ECMWF	T255 L60	1989->	jatkuva	4D-Var	Berrisford ym. 2009

Vaikka uusanalyysit ovat paras saatavilla oleva keino tutkia klimatologisia aikasarjoja, koska ne eliminoivat numeerisessa mallissa tapahtuneet muutokset, on

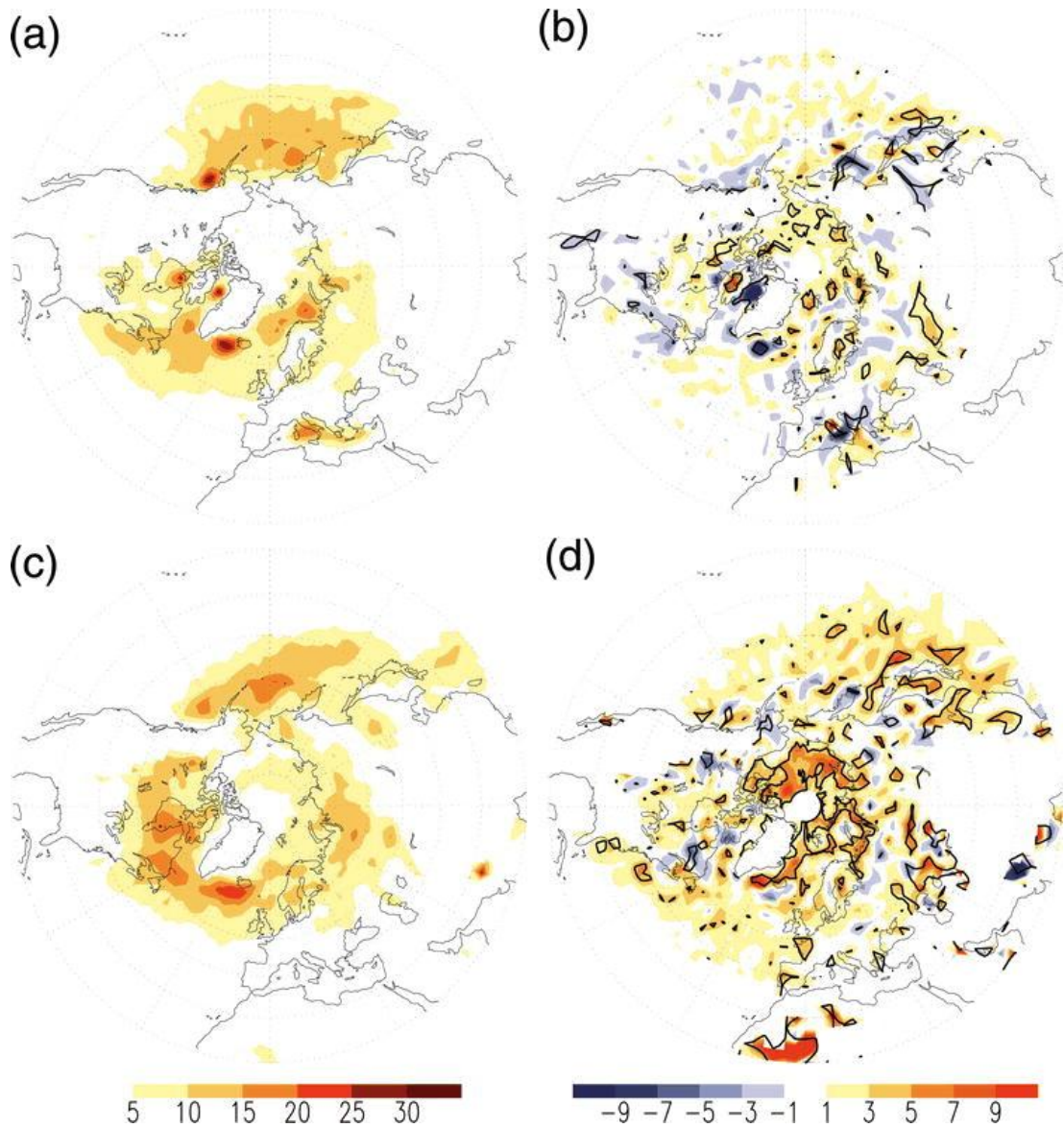
otettava huomioon erot eri malleilla laadittujen analyysien välillä. Etenkin harvan havaintoverkoston alueella mallin ominaisuudet ovat merkittäviä lopputuloksen kannalta ja mallin harha siirtyy analyysin harhaksi (Hodges ym. 2003). Useat tutkimukset ovat vertailleet uusanalyysejä keskenään. Analyysien samankaltaisuutta korostamalla on haettu vahvistusta sille, että ne kykenevät realistisesti toisintamaan maapallon ilmaston havaitut piirteet. Toisaalta on pohdittu, mistä erot johtuvat. Syitä on löydetty mallien parametrisaatiosta, ekstrapolaatiomenetelmistä, resoluutiosta ja havaintoaineiston eroavaisuuksista: esimerkiksi ERA-15:n lumihavainnot ovat peräisin havaintoasemilta kun taas NCEP/NCAR hyödyntää satelliittimittausten lumitietoja (Hanson ym. 2004).

Syklonitoiminnan yhtäläisyyksiä ja eroavaisuuksia uusanalyyseissä ovat tutkineet mm. Hodges ym. (2003), Hanson ym. (2004), Trigo (2006), Wang ym. (2006) ja Raible ym. (2008). Kaikissa näissä tutkimuksissa sykloniklimatologiat on muodostettu käyttäen objektiivista paikannus- ja jäljitys algoritmiä. Hodges ym. (2003) vertailivat ERA-15 (jota lyhytensä vuoksi jatkettiin vuosiksi 1994-2001 ECMWF:n operatiivisilla analyyseillä), NCEP/NCAR, NCEP-DOE ja NASA GEOS-1 (Schubert ym. 1993) -uusanalyysejä. Valitsemalla vertailujakson alkukohdaksi vuosi 1979 eliminoitiin satelliittimittausten mukaantulon vaikutus, jonka katsotaan olevan yksi suurimmista havaintosarjojen epähomogeenisuutta tuottavista tekijöistä. Kaikki neljä analyysiä osoittautuivat syklonitoimintaa koskevilta piirteiltään varsin samankaltaisiksi. ERA-15 kykeni simuloimaan muita tutkittuja uusanalyysejä paremmin synoptisen mittakaavan pienikokoisimpia ilmiöitä, esimerkiksi Välimeren sykloneita. Samoin ERA-15 näytti tuottavan pohjoisen pallonpuoliskon sykloniradoilla intensiteetiltään voimakkaampia matalapaineita ja korkeiden maaston muotojen lähellä puolestaan heikompia järjestelmiä. Tämän arveltiin johtuvan siitä, että ERA-15 on integroitu vertailukumppaneitaan korkeammalla resoluutiolla, joskin syklonien trajektorien hakua varten resoluutio oli muutettu samaksi kaikissa analyyseissä. Myös orografia on parametrisoitu hilan erottelukykyä tarkemmin ERA-15:ssä, kun taas NCEP/NCAR käyttää hilapisteen korkeuden keskiarvoa. Hanson ym. (2004) säestivät näitä tuloksia tutkiessaan niin ikään ERA-15- ja NCEP/NCAR-uusanalyysien sykloniklimatologioita Pohjois-Atlantilla ajanjaksolla 1979-2000.

Sen sijaan eteläisellä pallonpuoliskolla eroavaisuudet uusanalyysien välillä olivat Hodgesin ym. (2003) mukaan suurempia ja analyysiä korjaavien havaintojen puute harvaan asutuilla ja merialueilla johti siihen, että mallikohtaiset ominaisuudet nousivat esille analyyseissä. Tutkijoiden mielestä pohjoisen pallonpuoliskon yhtenäiset tulokset kuitenkin osoittivat, että mitä tahansa tutkituista analyyseistä voi käyttää ilmastomallien verifiointiin. Toisaalta he ehdottivat, että verifioitaessa mallia vain yhteen analyysiin verraten havaintojen vajaavaisuuden aiheuttama epävarmuus tulisi ottaa huomioon harvan havaintoverkon alueella. Tähän näkökulmaan ei kuitenkaan ole tartuttu missään tutkielma-aineiston artikkeleista, vaikka valtaosassa niistä ilmastomallin verifiointi on tehty vain yhtä uusanalyysiä hyödyntäen.

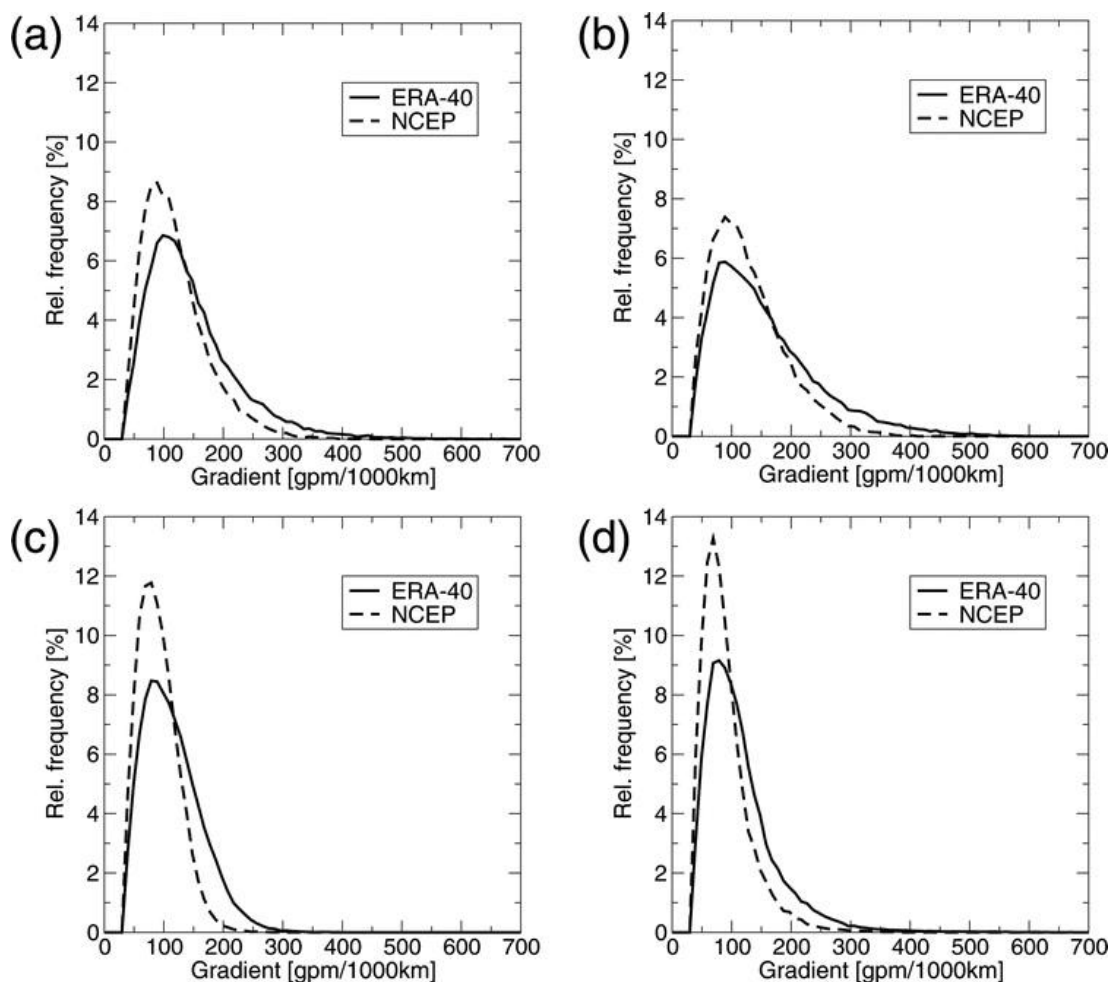
Wang ym. (2006) puolestaan vertailivat uudempaa ERA-40-analyysiä NCEP/NCAR:ään vuosina 1958-2001. Analyysit olivat melko yhdenmukaisia Pohjois-Euroopassa ja Pohjois-Amerikan itäosassa. Myös tässä tutkimuksessa havaittiin, että analyysien välillä on suurempia eroavaisuuksia eteläisellä pallonpuoliskolla. ERA-15:n tapaan ERA-40 tuotti sekä eteläisellä että pohjoisella pallonpuoliskolla enemmän matalapaineita kuin NCEP/NCAR ja tutkijat esittivät tämän johtuvan korkeamman resoluution lisäksi uudenaikaisemmasta data-assimilaatiomenetelmästä, joka lisää assimiloitavien havaintojen määrää. Hodgesin ym. (2003) ja Hansonin ym. (2004) tulosten tapaan ERA-40:ssä havaittiin enemmän sekä heikkoja että voimakkaita sykloneja eli syklonien intensiteetin jakauma oli laajempi kuin NCEP/NCAR:ssä.

Myös Trigo (2006) ja Raible ym. (2008) vertailivat NCEP/NCAR- ja ERA-40-analyysejä Pohjois-Atlantilla ja pohjoisella pallonpuoliskolla ja vahvistivat Wangin ym. (2006) tulokset. Kuvassa 7 on esitetty syklonien esiintymistiheys ERA-40-analyyseissä ja tiheyden erotus ERA-40:n ja NCEP/NCAR:n välillä pohjoisella pallonpuoliskolla kesällä ja talvella Raiblen ym. (2008) mukaan. Kuvasta käy ilmi, että ERA-40:ssä havaitaan systemaattisesti enemmän sykloneja erityisesti merialueilla. Maa-alueilla, varsinkin korkeiden maaston muotojen lähellä, sykloneja taas simuloidaan vähemmän. Eroavaisuudet voidaan yhdistää ERA-40:n korkeampaan resoluutioon ja orografian tarkempaan parametrisointiin.



Kuva 7. Syklonikeskusten, joiden elinaika on yli 72 h, esiintymistiheys ($\text{kpl}/(1000 \text{ km}^2)$) vuosina 1961-90 käyttäen objektiivista syklonien paikannusalgoritmiä; a) ja b) joulukuusta helmikuuhun; c) ja d) kesäkuusta elokuuhun; a) ja c) syklonikeskusten tiheyden vuosikeskiarvo ERA-40:ssä; b) ja d) ERA-40:n ja NCEP/NCAR:n erotus. Paksut käyrät ilmoittavat, että ero on merkitsevä 5%:n tasolla. (Raible ym. 2008, kuva 2.)

Vastaavasti kuvassa 8 on ERA-40:n ja NCEP/NCAR:n syklonien intensiteetin jakauma pohjoisen pallonpuoliskon eri merialueilla kesällä ja talvella. ERA-40:ssä havaitaan kautta linjan enemmän voimakkaita sykloneja niin, että jakauma on leveämpi kuin NCEP/NCAR:ssä.



Kuva 8. Syklonien, joiden elinaika on yli 72 h, 1000 hPa:n geopotentialkorkeuden gradientin frekvenssijakauma vuosina 1961-90 käyttäen objektiivista syklonien paikannus algoritmia; a) ja b) joulukuusta helmikuuhun; c) ja d) kesäkuusta elokuuhun; a) ja c) Atlantilla (30°-75°N, 100°W-60°E); b) ja d) Tyynellämerellä (30°-75°N, 90°E-110°W). Yhtenäiset viivat kuvaavat ERA-40:ä ja katkoviivat NCEP/NCAR:ä. (Raible ym. 2008, kuva 4.)

Edellä esitellyt tutkimukset antavat siis hyvin samansuuntaisia tuloksia: tarkemmalla resoluutiolla simuloidaan enemmän ja intensiteetiltään voimakkaampia sykloneja. Toisaalta orografian tarkempi esitystapa synnyttää enemmän myös heikkoja sykloneja. Pohjimmiltaan analyysit kuitenkin muistuttavat toisiaan, eikä vaikuta siltä,

että ilmastomallin kontrolliajon verifiointiin käytetyn uusanalyysin valinnalla olisi suurta merkitystä ainakaan pohjoisella pallonpuoliskolla.

4.2 Uusanalyyseissä havaitut syklonitoiminnan trendit

Aiemmin todettiin, että uusanalyyseistä koottuja aikasarjoja on käytetty hyväksi tutkittaessa, miten ihmisen aiheuttama ilmaston lämpeneminen näkyy nykyilmastossa. Tutkimuksen kannalta on kuitenkin tärkeää erottaa analyysien todelliset trendit keinotekoisista. Vaikka data-assimilaatiomenetelmät eliminoivat tehokkaasti satunnaisten virheiden vaikutusta, analyysien laatu riippuu voimakkaasti havaintojen laadusta ja jakaumasta kullakin analyysihetkellä. Erityisen hankalia tasalaatuisuuden kannalta ovat harhat. Ajan mittaan muuttuva harha näyttäytyy analyyseissä keinotekoisena trendinä: esimerkiksi uusien havaintomenetelmien käyttöönotto tai havaintoverkoston tihentyminen muuttavat mittausten harhaisuutta. Kyse on yleensä siitä, että parantunut havaintoinstrumentti, havaintojen käsittelytapa tai tarkentunut havaintoverkko korjaavat itse harhaa ja siten luovat näennäisiä trendejä havaintosarjoihin (Bengtsson ym. 2004).

Esimerkiksi Harnik ja Chang (2003) havaitsivat 1970-luvun alkupuolella tapahtuneen merkittävän muutoksen vertaillen NCEP/NCAR-uusanalyysiä ja luotausdataa. Havaintoverkostossa ei tuolloin tehty merkittävää muutosta, mutta vuonna 1973 otettiin NCEP:ssä käyttöön uusi tapa esittää luotausdata koodimuodossa. Uudistus on vaikuttanut siihen, miten luotausdata assimiloidaan ja parantanut analyysin laatua muutoksesta lukien.

Satelliittihavaintojen mukaantulon vuonna 1979 katsotaan olevan yksi aikasarjoihin eniten vaikuttaneista muutoksista havaintojärjestelmissä. Bengtsson ym. (2004) tutkivat niiden vaikutusta ERA-40:een ja havaitsivat alatriposfäärin lämpötilassa, vesihöyryn määrässä ja ilmakehän kineettisessä energiassa keinotekoisien positiivisen trendin johtuen todennäköisesti satelliittihavaintojen käytöstä. Satelliittihavaintojen korjaava vaikutus näkyi esimerkiksi siinä, että ennen satelliittihavaintojen aikakautta Etelämantereeseen lähellä kulkevien syklonien määrä oli ilmeisesti aliarvioitu. Bengtssonin ym. mukaan ERA-40 ei edellämämainituista syistä sovellu sellaisenaan pitkäaikaisten ilmastotrendien laskemiseen, vaan kunkin havaintojärjestelmissä

tapahuneen merkittävän muutoksen aiheuttama hypähdys on korjattava jollain tavoin.

Koska satelliittihavaintojen vaikutuksen aikasarjoihin arvioidaan olleen suurin valtamerten peittämällä eteläisellä pallonpuoliskolla, ilmastonmuutostutkimus on keskittynyt tarkastelemaan uusanalyysijä ja niissä havaittavia syklonitoiminnan trendejä pohjoisen pallonpuoliskon ekstrapoliikissa. Trendejä pohjoisen pallonpuoliskon talvikuukausien NCEP/NCAR-analyysissä ovat tarkastelleet mm. Gulev ym. (2001), McCabe ym. (2001), Chang ja Fu (2002), Paciorek ym. (2002) sekä Harnik ja Chang (2003). Yhtenäinen tulos näissä kaikissa on, että syklonien intensiteetti on voimistunut 1900-luvun jälkipuoliskolla. Gulev ym., McCabe ym. ja Paciorek ym. totesivat myös syklonien lukumäärän kasvaneen. Geng ja Sugi (2001) ja Trigo (2006) vahvistivat syklonien määrän ja intensiteetin kasvun NCEP/NCAR:ssä Pohjois-Atlantin osalta ja Graham ja Diaz (2001) intensiteetin voimistumisen Tyynellämerellä. Lisäksi Gulev ym., McCabe ym. ja Trigo havaitsivat sykloniradan siirroksen pohjoiseen, kun taas Paciorek ym. eivät nähneet merkittävää muutosta radan sijainnissa.

Sickmoller ym. (2000) havaitsivat edellisistä poiketen ERA-15:een ja ECMWF:n operatiivisiin analyyseihin perustuvassa tutkimuksessaan syklonien määrän vähentyneen Pohjois-Atlantilla ja Tyynellämerellä vuosina 1979-97. On epäselvää, mistä ero NCEP/NCAR:n ja ECMWF:n tuotteiden välillä johtuu. Intensiteetin nähtiin kuitenkin NCEP/NCAR:n mukaisesti kasvaneen ja myös sykloniradan siirros pohjoiseen oli nähtävissä molemmilla merialueilla. Myös Hanson ym. (2004) havaitsivat sekä ERA-15:ssä että NCEP/NCAR:ssä syklonien intensiteetin voimistuneen Pohjois-Atlantilla vuosina 1979-2000.

ERA-40:n valmistuminen mahdollisti trendien vertailun NCEP/NCAR:ään pitemmällä ajanjaksolla, ja muutokset ovat vaikuttaneet pitkälti samansuuntaisilta. Trigo (2006) käytti tutkimuksissaan Pohjois-Atlantilla ERA-40:ä ja NCEP/NCAR:ää vuosilta 1958-2000 ja havaitsi niiden olevan yksimielisiä muutosten suunnasta, vaikka muutosten voimakkuudessa oli eroja. Wang ym. (2006) havaitsivat kummassakin analyysissä intensiteetiltään voimakkaiden syklonien lisääntyneen pohjoisen pallonpuoliskon talvikuukausina ja Pohjois-Atlantin

myrskyradan siirtyneen pohjoisemmaksi. Myös Schneiderheit ym. (2007) näkivät ERA-40:ssä Atlantin myrskyradan voimistumiseen liittyviä merkkejä havaitessaan syklonitoiminnan lisääntyneen Islannin lähellä.

Edellä olevat tulokset viittaavat siis pohjoisella pallonpuoliskolla 1950-luvulta lähtien havaittuun, melko yhtenäiseen syklonitoiminnan voimistumistrendiin, johon saattaa liittyä myös sykloniradan siirros kohti napaa. Syklonitoiminnan voimistuminen tarkoittaa tässä yhteydessä syklonien intensiteetin ja mahdollisesti myös lukumäärän kasvua. Havaintotoiminnan muutosten vaikutusta tuloksiin ei ole kuitenkaan täysin pystytty sulkemaan pois. Myös tavalla, jolla sykloniklimatologiat on muodostettu ja jolla syklonien intensiteetti on määritelty, saattaa olla vaikutusta. Edellä mainituissa tutkimuksissa klimatologiat on muodostettu käyttäen syklonien paikannusta MSLP:sta tai 1000 hPa:n korkeuskentästä lukuunottamatta Changia ja Futa (2002) sekä Harnikia ja Changia (2003), jotka käyttivät BP-suodatusta. BP-suodatusta käyttäneissä tutkimuksissa syklonien reitin siirrokseen ei otettu kantaa.

Useimmissa tutkimuksissa luotettavimmat ja yhdenmukaisimmat tulokset on saatu pohjoisen pallonpuoliskon merialueiden yltä, kun taas maa-alueilla tuloksissa on enemmän variaatiota eivätkä ne välttämättä ole tilastollisesti merkittäviä. Eteläisen pallonpuoliskon tuloksiin tulee suhtautua varauksella uusanalyysien suurten keskinäisten erojen vuoksi. Ne tutkimukset, joita aiheesta on julkaistu, ovat kuitenkin sopusoinnussa pohjoiselta pallonpuoliskolta saatujen tulosten kanssa. Fyfe (2003) havaitsi NCEP/NCAR-analyysissä vuosina 1960-99 trendin, jonka mukaan syklonitoiminta on siirtynyt kohti napaa. Vaikka havaintotoimintaan liittyviä korjauksia ei oltu tehty, Fyfe piti mahdollisena, että uusanalyysissä nähty muutos on todellinen. Wang ym. (2006) pyrkivät suodattamaan pois satelliittihavaintojen käyttöönotosta johtuvat asteittaiset muutokset ERA-40- ja NCEP/NCAR-analyyseissä eteläisellä pallonpuoliskolla vuosina 1958-2001 ja havaitsivat suodattamisen jälkeenkin siirroksen kohti napaa.

Ihmisen aiheuttaman ilmastomuutoksen lisäksi syklonitoimintaan saattaa vaikuttaa vuosien tai vuosikymmenten välinen luonnollinen vaihtelu, jota ei vielä tunneta riittävän tarkasti ja josta nähdään nykyisissä havaintosarjoissa vain kalpeita aavistuksia. Tämä hankaloittaa entisestään trendien erittelyä nykyisistä

uusanalyysiaikasarjoista. Syklonitoiminnan aktiivisuuden vaihtelua on käsitelty useissa tutkimuksissa, mutta yhtenäistä teoriaa aiheesta ei ole syntynyt. Chang ja Fu (2002) ovat tutkineet pohjoisen pallonpuoliskon syklonitoimintaa Atlantilla ja Tyynellä valtamerellä vuosina 1948-99 NCEP/NCAR-uusanalyysin perusteella. Tutkimuksessa AO- ja ENSO-tyyppinen vaihtelu poistettiin, mutta jäljelle jäävissä aikasarjoissa havaittiin edelleen vuosikymmenten välinen vaihtelu, jonka syytä ei osata selittää. Changin ja Fun mukaan syklonitoiminta on ollut heikkoa 60-luvulla, mutta 70-luvun alkupuolella toiminta on muuttunut aktiivisemmaksi. Vuosikymmenet 1980 ja 1990 ovat olleet vilkkaan syklonitoiminnan aikaa. Hypähdykset ovat tapahtuneet siten noin kymmenen vuoden välein ja ne on havaittu samanaikaisesti sekä Atlantilla että Tyynellä valtamerellä. Paciorek ym. (2002) ja Geng ja Sugi (2003) ovat saaneet samansuuntaisia tuloksia, joiden mukaan syklonitoiminnan aktiivisuus on lisääntynyt 1960-luvulta lähtien ja että vilkastuminen voi liittyä vuosikymmenten väliseen luonnolliseen vaihteluun. Myös Chang ym. (2002) ovat havainneet syklonitoiminnan olleen aktiivista 1980-luvun lopulta 1990-luvun alkuun ulottuvalla jaksolla.

Havaintojärjestelmien muutosten vaikutusta edellä mainittuihin tuloksiin ei kuitenkaan ole voitu täysin sulkea pois. Chang ja Fu (2002) eivät käyttäneet eteläisen pallonpuoliskon havaintoja, koska niihin on oletettavasti voimakkaimmin vaikuttanut satelliittihavaintojen käyttöönotto vuonna 1979. Changin ja Fun havaitsema aktivoituminen syklonitoiminnassa sijoittui kuitenkin useita vuosia aiemmaksi, niin että voimakkain hypähdys havaittiin talvella 1972-73. Tulosten verifiointiin käytettiin luotaushavaintoja, jotka alustavasti tukivat käsitystä syklonitoiminnan aktiivisuuden vaihtelusta eri vuosikymmenillä. Valitettavasti luotaushavaintoja on kuitenkin niukasti saatavilla syklonitoiminnan ydinalueilta eli valtameriltä.

Yhteenvedona voidaan todeta, että syklonitoimintaan liittyvien trendien havaitsemisen uusanalysoiduissa aikasarjoissa tekevät monimutkaiseksi sekä havaintosarjojen epähomogeenisuus että syklonitoimintaan liittyvät pitkäaikaiset vaihtelut. Vaihtelut tunnetaan vielä huonosti ja niiden tutkimista hankaloittaa niin ikään uusanalyysien epähomogeenisuus. Epähomogeenisuutta on puolestaan vaikea tutkia ja korjata ilman luotettavia, pitkäaikaisia havaintosarjoja. Lisäksi on pidettävä mielessä, että vielä ei tiedetä, tulisiko ilmastomuutoksen jo näkyä selvinä

syklonitoiminnan trendeinä nykyisissä aikasarjoissa vai onko muutosten alkua mahdollisesti vielä edessä. Todennäköisesti on tehokkaampaa tutkia syklonitoiminnan muutoksia simuloimalla sitä ilmastomalleilla. Uusanalyysieihin kohdistuvista epäilyksistä huolimatta niillä on edelleen tärkeä rooli ilmastomallien verifiomisessa, jota käsitellään tarkemmin luvussa 5.1.

5 ILMASTOMALLIT

Ilmastomallit tarjoavat keinon tutkia sykloneita muuttuvassa ilmastossa, sillä vain ilmastomallien avulla kyetään tuottamaan riittävän pitkiä, yhtenäisiä aikasarjoja, joista voidaan tehdä tilastollisia päätelmiä niinkin hälyisän ilmiön kuin syklonitoiminnan ollessa kyseessä. Esimerkiksi edellisessä luvussa käsiteltyjen uusanalyysiaikasarjojen pituus vaihtelee 15:stä reiluun 60 vuoteen, kun taas tässä luvussa käsiteltävät malliajot ovat kokonaispituudeltaan jopa satoja vuosia. Lisäksi malleissa kasvihuonekaasuja lisätään vuosisadan loppuun mennessä paljon rajummin kuin tähän mennessä on tapahtunut, joten ilmastonmuutossignaali on paljon voimakkaampi kuin uusanalyyseissä.

5.1 Ilmastomallien verifiointi uusanalyysijä käyttäen

Ilmastomalleissa pyritään ottamaan huomioon kaikki oleellisesti syklonitoimintaan vaikuttavat fysikaaliset prosessit ja etenkin nykyisen sukupolven ilmastomallit kykenevät toisintamaan syklonien elinkaaren melko realistisesti (Chang ym. 2002). Aikaisemmin ongelmana on ollut etenkin vaakasuuntaisen resoluution riittämättömyys. Edelleenkin mallien antamia tuloksia täytyy tarkastella kriittisesti ja kunkin ilmastomalliajon kohdalla on pohdittava mm., onko resoluutio riittävä, onko mallin dynamiikassa tai parametrisaatioissa systemaattisia virheitä, onko integraatio riittävän pitkä ja kuinka paljon yksittäisen mallisimulaation tuloksiin voi luottaa.

Ilmastomalleja on verifioitu simuloimalla niillä jotain operatiivisten tai uusanalyysien perusteella jo tunnettua ajanjaksoa. Tämän niin sanotun kontrolliajon perusteella on tutkittu, kykeneekö malli simuloimaan havaintojen kaltaista klimatologiaa. Syklonitoiminnan tapauksessa se tarkoittaa, että malli kykenee toisintamaan syklonitoiminnan keskeiset piirteet, kuten syklonien esiintymisalueet eli ns. myrskyradat ja esiintymistiheyden, syklogeneesin ja syklolyysin alueet, keskimääräisen etenemisnopeuden, intensiteetin, elinajan, syvenemisen ja täyttymisen sekä syklonien lukumäärän. Yleisemminkin on hedelmällistä tarkastella mallin ominaisuuksia nimenomaan sykloniklimatologioita vertailemalla, sillä synoptiset järjestelmät ovat monimutkaisessa vuorovaikutuksessa eri mittakaavan

ilmiöihin aina maapallon yleisestä kiertoliikkeestä hilatarkkuutta pienempiin tiivistymis- ja haihtumisilmiöihin (Sinclair ja Watterson 1999).

Tutkielma-aineiston tutkimuksissa verifiointi on suoritettu niin, että lähimenneisyyden sykloniklimatologiat on muodostettu sekä mallista että analyysistä, ja niitä on vertailtu keskenään. Mallit on verifioitu käyttäen jotain operatiivista analyysiä tai taulukossa 1 esiintyvää uusanalyysiä. Kahdessa tapauksessa mallin verifiointista ei puhuta mitään (Stephenson ja Held 1993, Lambert 2004) ja yhdessä tapauksessa kyseessä on usean eri malliajon keskiarvoa käsittelevä artikkeli, jossa yksittäisten mallien verifiointi on suoritettu aiemmissa tutkimuksissa (Yin 2005). Pysyvästi operatiivisista uusanalyyseihin on siirrytty 2000-luvulla. Samoihin aikoihin sykloniklimatologian muodostamismenetelmäksi on vakiintunut lagrangelainen paikannus ja jäljitys, milloin se vain on resurssien puitteissa ollut mahdollista.

5.1.1 Havaittuja eroja uusanalyysien ja ilmastomallisimulaatioiden välillä

Kuten luvussa 4.1 todettiin, tarkempi integraatioresoluutio johtaa simuloitujen syklonien määrän kasvuun ja intensiteetin leveämpään jakaumaan (ks. luku 4, kuva 8). Tyypillisesti ilmastomallin resoluutio on ollut heikompi kuin uusanalyysin, joten usein mallissa havaitaan vähemmän sykloneita (esim. Watterson 2006, Löptien ym. 2008). Joissain tapauksissa analyysin resoluutio on muutettu keinotekoisesti karkeammaksi ennen syklonien paikannusta ja jäljitystä. Näissä tapauksissa analyysi on kuitenkin alun perin integroitu tarkemmalla resoluutiolla, minkä vuoksi niissä edelleen nähdään enemmän sykloneita (esim. Leckebusch ja Ulbrich 2004, Pinto ym. 2006). Vastaavasti mallin simuloimien syklonien intensiteetti on heikompi karkeammalla resoluutiolla (esim. Knippertz ym. 2000, Bengtsson ym. 2006, Pinto ym. 2006, Löptien ym. 2008). Nämä tulokset saattavat osaksi selittyä muillakin kuin resoluutiosta johtuvilla syillä. Esimerkiksi Pinto ym. (2006) ehdottavat, että ECHAM4-mallissa havaittu syklonien heikkous johtuu taustakenttänä toimivan Islannin matalapaineen systemaattisesti liian korkeasta ilmanpaineesta. Löptien ym. (2008) puolestaan huomauttavat, että hila-resoluution lisäksi myös malliajon tallennetulla aikaresoluutiolla (tyypillisesti 6–24 h) on vaikutusta sykloniklimatologioihin etenkin, kun käytetään lagrangelaista syklonien jäljitysmenetelmää.

Toisaalta aineistossa on muutamia tapauksia, joissa mallin resoluutio on tarkempi kuin uusanalyysin. Geng ja Sugi (2003) ovat päätyneet kasvattamaan NCEP/NCAR-analyysin resoluutiota interpoloimalla sen mallin tasolle. Tuloksena malli simuloi pohjoisella pallonpuoliskolla enemmän sykloneita kuin analyysi. Teng ym. (2008) vertaavat CCSM3-mallia karkeampaan NCEP/NCAR:ään ja havaitsevat mallissa intensiteetiltään voimakkaampia ja hieman yllättäen vähemmän sykloneja. Bengtssonilla ym. (2009) on käytössään jo T213-resoluution ECHAM5-ilmastomalli, jota he vertaavat karkeampaan ERA-40-analyysiin kummankaan aikasarjan resoluutiota muokkaamatta. Mallin todetaan simuloivan syklonitoimintaa sekä kvalitatiivisesti että kvantitatiivisesti tarkasteltuna varsin realistisesti.

Mallin ja uusanalyysin erittäin hyvää vastaavuutta ei aina voi pitää yksinomaan edullisena seikkana. Joissain tapauksissa se nimittäin kielii siitä, että mallin ja analyysin dynamiikka on lähtökohtaisesti sama ja myös niiden systemaattiset virheet muistuttavat toisiaan, minkä johdosta malli näyttäytyy edullisessa valossa analyysiin nähden verifioituna (Bengtsson ym. 2006, Löptien ym. 2008). Esimerkiksi edellä Bengtssonin ym. (2009) tutkimuksessa käytetty ECHAM5 on kehitetty ECMWF-mallin pohjalta, jolla puolestaan on tuotettu vertailukohtana oleva ERA-40. Ihanteellisin tilanne olisi, jos malli muistuttaisi dynamiikaltaan ja parametrisaatioltaan poikkeavaakin analyysiä. Esimerkiksi Pinto ym. (2007) päätyivät käyttämään ECHAM5-mallin verifiointiin NCEP/NCAR-analyysiä, osaksi tosin myös sen vuoksi, että NCEP/NCAR ja ECHAM5 oli integroitu samalla resoluutiolla.

Monissa tutkimuksissa toistuva havainto on, että ilmastomallit simuloivat melko hyvin uusanalyysien sykloniklimatologian yleiset maantieteelliset piirteet, mutta että joitain mallien systemaattisten virheiden aiheuttamia alueellisia eroja löytyy. Usein on havaittu esimerkiksi Atlantin myrskyradan lyhyys ja liiallinen zonaalisuus (esim. Bengtsson ym. 2006, Pinto ym. 2006, Pinto ym. 2007). Ilmakehämallien välisiä eroja ovat tutkineet mm. Lambert ym. (2002), jotka vertailivat AMIP1-projektin (*Atmospheric Model Intercomparison Project*, ilmastomalleja keskenään vertaileva projekti) 13 ilmastomallin simuloimien sykloniklimatologioiden alueellisia eroja ERA-15-analyysiin nähden. Malleissa havaittiin varsin samankaltaisia vääristymiä,

kuten syklonien vähäisyys Alppien eteläpuolella, Kalliovuorten itäpuolella ja Pohjois-Amerikan mantereella ylipäättään.

Pääasiallisesti tutkielma-aineiston artikkeleissa on kuitenkin todettu, että malli ja uusanalyysi vastaavat hyvin toisiaan – ainakin riittävän hyvin, jotta voidaan edetä tutkimaan syklonitoimintaa simulaation perusteella.

5.2 Ilmastomallien käyttö syklonitoiminnan muutosten tutkimiseen

Verifioinnin jälkeen ilmastomallilla voidaan tutkia syklonitoimintaa muuttuvassa ilmastossa muuttamalla malli-ilmakehän koostumusta haluttua ilmastomuutoskenaariota vastaavaksi. Vertailemalla ilmastonmuutosajon ja kontrolliajon sykloniklimatologioita arvioidaan, mikä on ilmastopakotteen vaikutus. Eri mallien perusteella saadut tulokset ovat kuitenkin varsin kirjavia ja usein ristiriidassa keskenään. Suureksi osaksi syy on siinä, että ilmastomallisimulaatiot poikkeavat merkittävästi ominaisuuksiltaan. Toisekseen simulaatioista saatuja aikasarjoja on analysoitu eri tavoilla: eroja on mm. analyysijaksoissa, -alueissa, -vuodenajoissa ja sykloniklimatologioiden muodostamisessa. Lyhyt yhteenveto tutkimusten eroista on esitetty taulukossa 2 (luku 5.3).

5.2.1 *Erot ilmastomallisimulaatioiden ominaisuuksissa*

Aineiston tutkimuksissa yksi merkittävimmistä eroista on muuttuva resoluutio. Tietokoneiden laskentateho on kehittynyt huomattavasti kahden viime vuosikymmenen aikana, minkä ansiosta vaakaresoluutio käsitellyissä tutkimuksissa on tarkentunut R15:stä T213:een, mikä vastaa hilavälin pienentymistä likimain 500 kilometristä 55 kilometriin. Pystyresoluutio on tihentynyt yhdeksästä jopa 56 laskentatasoon. Minkä sitten katsotaan olevan riittävä resoluutio syklonitoiminnan esittämiseen? Löptien ym. (2008) vertasivat ECHAM4- (T42) ja ECHAM5-versioita (T63), joista jälkimmäinen simuloi pohjoisen pallonpuoliskon syklonitoiminnan ylivoimaisesti paremmin. Bengtsson ym. (2009) vertailivat ECHAM5-ilmastomallin resoluution (T213 ja T63) vaikutusta sykloneihin. T213 kehitti kautta linjan intensiteetiltään voimakkaampia matalapaineita kuin T63. Sykloneiden maantieteellisessä jakaumassa ei kuitenkaan ollut merkittäviä eroja heikomman ja tarkemman resoluution välillä. Toisin sanoen T63 oli riittävä toisintamaan

syklonitoiminnan yleiset maantieteelliset piirteet ja siltä puuttui ainoastaan kyky toisintaa tuulen ja sademäärien realistiset maksimit. Yleisten piirteiden lisäksi mallin tulee kylläkin kyetä simuloimaan myös nämä pienen mittakaavan voimakkaat ilmiöt, sillä juuri ne ovat tärkeitä ilmastonmuutoksen vaikutusten kannalta. Esimerkiksi Löptien ym. (2008) huomauttavat, että pallonpuoliskon mittakaavassa muutokset saattavat olla vähäisiä, mutta paikalliset muutokset voivat olla huomattavia. Bengtssonin ym. (2009) käytössä olleeseen korkearesoluutioiseen mallin rinnastettavia tutkimuksia ei ole 30 artikkelin aineistossa muita.

Erityistapaus tarkasta resoluutiosta ovat globaaleihin ilmastomalleihin istutetut korkearesoluutioiset mesoskaalan mallit, joilla voidaan tutkia paremmin syklonien intensiteettiä, rakennetta ja sisäisiä mekanismeja. Korkearesoluutioinen laskelma tehdään rajatulle alueelle, ja se saa reuna-arvonsa heikompiresoluutioisesta ilmastomallista. Tällaisilla hienohilamalleilla saadaan paremmin esiin esimerkiksi sateen ja tuulen maksimit, ja niillä on tarkasteltu lähemmin alueellisia muutoksia. Koska tässä tutkielmassa pyritään tarkastelemaan pikemminkin synoptisen mittakaavan muutoksia, ei korkearesoluutioisia rajatun alueen malleja ole aineiston joukossa. Poikkeuksena on Jiangin ja Perrien (2007) artikkeli, jossa sekä tehty mesoskaalan alueellinen tarkastelu että analysoitu syklonitoimintaa koko Pohjois-Atlantin alueella.

Resoluution lisäksi mallit poikkeavat toisistaan dynamiikkansa ja parametrisaatioidensa perusteella. Tapa, jolla valtamerien vaikutus on mallinnettu, vaikuttaa niin ikään ilmastomallin klimatologiaan. Nykyään lähes kaikki ilmastomallit on yhdistetty korkearesoluutioiseen valtamerimalliin, mutta ennen vuotta 2000 julkaistuissa tutkimuksissa on laskentateknisistä syistä usein käytetty niin sanottua meren pintakerroksen mallia (*slab ocean*), jossa ko. pintakerroksen syvyyden oletetaan kaikkialla olevan vakio, tyypillisesti 50 metriä. On vaikea sanoa, miten dynamiikka, parametrisaatiot ja valtameren mallinnus tarkkaan ottaen vaikuttavat saatuihin tuloksiin ja miten suuri osa esimerkiksi luvussa 5.1.1 esitellyistä eroista mallien ja uusanalyysien välillä on niiden aiheuttamia. Aiheen laajuuden vuoksi siihen ei pureuduta tarkemmin tässä tutkielmassa. Ilmastomalleja on vertailtu keskenään mm. WCRP:n (*World Climate Research Programme*, maailman ilmastotutkimusprojekti) CMIP-projekteissa (*Coupled Model*

Intercomparison Project, yhdistettyjä valtameri- ja ilmakehämalleja keskenään vertaileva projekti) (CMIP 2010, www-dokumentti). Syklonitoiminnan mallintamista eri ilmastomalleissa ovat tutkineet aiemmin mainittu Lambert ym. (2002) AMIP1-projektin puitteissa sekä Greeves ym. (2007) Hadley-keskuksen ilmastomallin eri versioissa.

Mallin sisäisten ominaisuuksien lisäksi ilmastomallisimulaatioita erottavat niissä käytetyt eri ilmastomuutoskenaariot eli pakote, joka johtuu kasvihuonekaasujen sekä aerosolien pitoisuuksien muutoksesta ilmakehässä. Vielä ennen vuosituhannen vaihdetta on pakote monissa simulaatioissa pidetty vakiona koko integraatiojakson ajan. Pakotteeksi on tyypillisesti asetettu hiilidioksidin kaksinkertaistunut pitoisuus (esim. Hall ym. 1994, Lambert 1995, Beersma ym. 1997, Sinclair ja Watterson 1999). 1990-luvun alusta alkaen mukana on ollut myös jatkuvasti kasvavan pakotteen simulaatioita. Hiilidioksidin määrää on esimerkiksi kasvatettu prosentilla vuodessa aina pitoisuuden kaksin- tai kolminkertaistumiseen saakka. Käytössä ovat myös olleet vuonna 1990 laaditun IPCC:n ensimmäisen arviointiraportin (Houghton ym. 1990) ja sen vuonna 1992 ilmestyneen lisäosan (Houghton ym. 1992) määrittelemät päästöskenaariot. 2000-luvulla käytännöksi on vakiintunut asettaa pakotteeksi jokin IPCC:n SRES-raportin (*Special Report on Emissions Scenarios*, päästöskenaarioita koskeva erityisraportti) (IPCC 2000) määrittelemistä skenaarioista A1B, A2 tai B1. A1B-skenaario kuvaa tulevaisuutta, jossa talouskasvu jatkuu nopeana ja elintasoerot maanosien välillä tasoituvat vähitellen. Energiantuotanto painottuu tasaisesti fossiilisiin ja ei-fossiilisiin lähteisiin. Skenaariossa A2 taloudellinen ja teollinen kehitys pysyy epätasaisena ja päästöjen kasvu jatkuu skenaariota A1B nopeampana: hiilidioksidipäästöjen määrä yli kolminkertaistuu 2000-luvun ensimmäisen vuosisadan aikana. B1 kuvaa A1B-skenaariota tapaan homogeenisempaan suuntaan kehittyvää maailmaa, mutta jossa tehdään energiaystävällisempiä ratkaisuja ja innovaatioita, mikä saa päästöt kääntymään laskuun kuluvan vuosisadan loppua kohden. (IPCC 2000, s. 4-5.)

Vaikka simulaatioissa käytetyissä pakotteissa ehtii näin ollen esiintyä huomattavaa vaihtelua parinkymmenen vuoden tarkastelujakson aikana, IPCC:n julkaisemat päästöskenaariot ovat selvästi yhtenäistäneet käytäntöjä. Jonkin verran tilannetta mutkistaa edelleen esimerkiksi sulfaattiaerosolien mallintaminen. SRES-

skenaarioihin aerosolien vaikutus on jo laskettu mukaan. Samaan tapaan aerosolien vaikutus kasvihuonekaasujen aiheuttamaan pakotteeseen on huomioitu kolmessa aineiston artikkelissa (Carnell ja Senior 1998, Geng ja Sugi 2003, Fyfe 2003) ja poistettu yhdessä artikkelissa (Fisher-Bruns ym. 2005). Sulfaattiaerosolien vaikutus ilmastoon on viilentävä (IPCC 2007b, s. 4), joten niiden huomioiminen simulaatioissa heikentää myös syklonitoiminnan ilmastovastetta. Toisaalta monien SRES-skenaarioiden mukaan aerosolien määrä on jo saavuttanut huippunsa ja on todennäköisesti kuluvin vuosisadan lopulla pienempi kuin nykyisin. Siispä SRES-skenaarioita käyttävissä simulaatioissa aerosolien oletettu väheneminen tämän vuosisadan aikana luultavasti kasvattaa tapahtuvaa muutosta (J. Räisänen, henkilökohtainen tiedonanto 25.10.2010).

Yksi vaihtelua aiheuttavista tekijöistä saattaa olla mallisimulaation pituus, joka aineistossa vaihtelee vain viiden vuoden mittaisesta ajosta jopa vuosisatojen mittaisiin simulaatioihin. Pituudeltaan lyhimpiä ovat simulaatiot, joissa pakote on pidetty vakiona ja meren pintalämpötila saadaan yksinkertaisen mallin perusteella (esim. Hall ym. 1994, Lambert 1995, Beersma ym. 1997). Ajan mukana muuttuvat pakotteet ja yhdistetyt valtameri-ilmakehämallit vaativat pitemmän integraatioajan (esim. Watterson 2006, Finnis ym. 2007).

Edellä kuvattujen variaatioiden perusteella lienee selvää, miksi yksittäisen mallikokeen tuloksiin tulee suhtautua kriittisesti. Suosiotaan ovatkin viime vuosina kasvattaneet samalla mallilla alkutilaa vaihdellen tehtyihin parviennusteisiin perustuvat tutkimukset (esim. Fyfe 2003, Lambert 2004, Watterson 2006, Bengtsson ym. 2006, Finnis ym. 2007) tai niitä muistuttavat, useilla eri ilmastomalleilla laskettuja simulaatioita vertailevat ja yhdistelevät tutkimukset (esim. Yin 2005, Lambert ja Fyfe 2006, Ulbrich ym. 2008, Leckebush ym. 2008). Joissain tutkimuksissa parvi on aikaansaatu laskemalla samaa ilmastomallia käyttäen useamman eri päästöskenaarion mukainen simulaatio (esim. Leckebush ja Ulbrich 2004, Fisher-Bruns ym. 2005, Pinto ym. 2007). Mallien väliset erot sekä esimerkiksi skenaarion variointi aiheuttavat hajontaa parviennusteissa, minkä avulla saadaan arvio ennusteen epävarmuudesta. Tässä tutkielmassa parviennusteisiin perustuvia tutkimuksia on kuitenkin kohdeltu samanarvoisina yksittäisiin simulaatioihin perustuvien tutkimusten kanssa.

Vaikka edellä on käsitelty simulaatioiden eroja kriittiseen sävyyn, on mallien moninaisuus tässä vaiheessa myös etu – ilmakehän monimuotoisuus tulee käsitellyksi eri malleissa eri tavoin. Laajasti käsitettynä voi tämänkin tutkielman aineiston muodostavaa 30 artikkelin kokoelmaa pitää eräänlaisena ilmastomallitutkimusten parvena.

5.2.2 Erot aikasarjojen analysoinnissa

Eri tutkimuksista saadut vaihtelevat tulokset johtuvat niihin käytettyjen mallisimulaatioiden erojen lisäksi myös eri tavoista analysoida mallien tuloksia. Aineiston artikkeleiden analyysissä on poikkeavuutta mm. analyysijakson, –vuodenajan ja –alueen valinnassa.

Analyysijakson pituus vaihtelee aineiston tutkimuksissa 5-40 vuoden välillä. Jakso käsittää yleensä malliajon viimeiset vuodet eli tilanteen, jossa ilmasto on jo merkittävästi muuttunut. Ajallisesti tämä asettuu tyypillisesti kuluvan vuosisadan viimeisille vuosikymmenille, mutta kaikissa tapauksissa, kuten vakiopakotesimulaatioissa, malliajoa ei ole erityisesti sidottu tiettyyn ajankohtaan. Kvantitatiivisten päätelmien teon tekee tässä tutkielmassa mahdottomaksi viimeistään se, että sekä pakotteet että analyysijakso vaihtelevat tutkimuksesta toiseen.

Useimmat artikkelit käsittelevät syklonitoimintaa pohjoisella pallonpuoliskolla talviaikaan, sillä myrskyradat ovat tuolloin voimakkaimmillaan. Eroja on kuitenkin jopa tavoissa, joilla vuodenaika on määritelty. Yleisimmän käytännön mukaan talveksi käsitetään kuukaudet joulukuusta helmikuuhun, mutta joissain tutkimuksissa analyysijakso saattaa olla vaikkapa marraskuusta tammikuuhun (esim. Lambert 2004, Lambert ja Fyfe 2006), tammikuusta maaliskuuhun (esim. Löptien ym. 2008) tai lokakuusta maaliskuuhun (esim. Pinto ym. 2007). Eteläisellä pallonpuoliskolla kylmää vuodenaikaa vastaavat kuukaudet kesäkuusta elokuuhun (esim. Yin 2005) tai toukokuusta heinäkuuhun (esim. Lambert ja Fyfe 2006). Toisaalta esimerkiksi Pinto ym. (2007) ja Löptien ym. (2008) toteavat, ettei eroavilla vuodenaikamäärittelyillä näytä olevan vaikutusta kvalitatiivisiin tuloksiin. Osassa tutkimuksista on käsitelty syklonitoimintaa kaikkina vuodenaikoina (esim. König ym. 1993, Fyfe 2003,

Bengtsson ym. 2009) tai erikseen sekä kesä- että talvipuolella, mutta merkittäviä eroja, joista tutkimukset olisivat yksimielisiä, ei vuodenaikojen välillä ole havaittu.

Lisäksi tutkimukset keskittyvät alueellisesti eri seuduille. Kuten johdannossa mainittiin, yleisin aineistoon päätyneiden artikkelien näkökulma osuu pohjoisen pallonpuoliskon merialueille. Vaihtelevasti on käsitelty joko Atlantin tai Tyynenmeren alueita tai molempia. Vaikka syklonitoiminta on vilkkainta valtamerten yllä, yhteiskunnan kannalta on tärkeää, että jatkossa kyetään kuvailemaan muutoksia myös manneralueilla.

Ehkä merkittävimmät erot syntyvät kuitenkin luotaessa sykloniklimatologioita mallien aikasarjoista. Aineiston tutkimuksissa on käytetty BP-suodatusta sekä useita eri kriteerein määriteltyjä paikannus- ja jäljitysmenetelmiä. Joissain tapauksissa syklonit on paikannettu mutta ei jäljitetty. Käytetyllä menetelmällä voi olla vaikutusta niin klimatologiassa esiintyvien syklonien lukumäärään ja intensiteettiin kuin syklonireittien maantieteelliseen sijaintiin. Vaikutuksia pohditaan lähemmin luvuissa 5.3.1-5.3.3.

Edellisen luvun lopussa todettiin, että mallisimulaatioiden vaihtelevat ominaisuudet ovat jossain määrin hyödyllisiä. Aikasarjojen analysoinnin kohdalla moninaisuus taas ei ole eduksi, vaan analysoinnissa olisi vertailukelpoisuuden vuoksi hyödyllistä pyrkiä yhtenäisiin menetelmiin. Toisin sanoen eri mallisimulaatioita tulisi vertailla keskenään käyttäen samaa analyysijaksoa ja -aluetta ja yksiselitteisesti määriteltyä vuodenaikaa sekä muodostaa sykloniklimatologiat samalla menetelmällä.

5.3 Miten keskileveysasteiden syklonitoiminta todennäköisesti muuttuu

Yhteenveto tutkielman aineistona käytetystä 30 artikkelista on esitetty taulukossa 2. Aineistoa läpi käydessä on pyritty hakemaan kustakin artikkelista vastausta erityisesti seuraaviin kysymyksiin:

1. Miten syklonien lukumäärä muuttuu? (kasvaa/vähenee/ei muutosta)
2. Miten syklonien intensiteetti muuttuu? (voimistuu/heikkenee/ei muutosta)
3. Miten syklonien suosimat kulkuradat muuttuvat? (siirros johonkin ilmansuuntaan/ei muutosta)

Geng ja Sugi (2003) ovat etsineet vastauksia samantyyppisellä jaottelulla artikkelinsa kirjallisuuskatsauksessa. Kysymysten asettelu on kuitenkin kompromissin tulos, sillä kaikissa artikkeleissa ei suoraan vastata ylläoleviin kysymyksiin. Lisäksi haettaessa yksiselitteistä vastausta on saatettu syyllistyä sellaisiin yksinkertaistuksiin, joita artikkelin alkuperäiset kirjoittajat eivät allekirjoittaisi. Toisaalta samaa subjektiivisuutta on myös artikkeleissa itsessään, sillä niissäkin on objektiivisten lukuarvojen ja hilamuotoisen tiedon pohjalta tehty subjektiivisia päätelmiä. Taulukon 2 kolmeen viimeiseen sarakkeeseen tutustuessa lukijaa kehoitetaan pitämään mielessä, että muutamaan sanaan tiivistetyt tulokset ovat siis kahdessa eri vaiheessa tehdyn subjektiivisen yksinkertaistuksen tulos.

Harvoissa tutkimuksissa on pyritty vielä antamaan kvantitatiivisia arvioita syklonitoiminnan muutoksista, vaan lähes kaikki arviot ovat tällä hetkellä kvalitatiivisia. Niinpä myös tässä tutkielmassa tehtävä yhteenveto on kvalitatiivinen.

Taulukko 2. (s. 50-55) Yhteenveto ilmastomuutoksen aiheuttamia syklonitoiminnan muutoksia tutkivien tieteellisten artikkeleiden käyttämistä ilmakehämalleista, simulaatioiden ja niiden analysointimenetelmien ominaisuuksista sekä keskeisistä tuloksista. Taulukossa on käytetty seuraavia lyhenteitä: EP = eteläinen pallonpuolisko, PP = pohjoinen pallonpuolisko, T, H, M, H, T, K, H, E, S, L, M ja J = kuukaudet tammikuusta joulukuuhun, .. = tietoa ei saatavilla.

ilmakehämalli							simulaatio	
vuosi	tekijät	mallin nimi	vaaka-resol.	pysty-resol.	merimalli	verifionti	pakote	simulaation pituus
1993	Stephenson ja Held	GFDL (ikuinen talvi)	R15	L9	yhdistetty OCM 3,75° x 4,5° L12	..	muuttuva CO ₂ +1% / a → 2,5 x CO ₂	100 a
1993	König ym.	ECHAM2	T21	L19	yhdistetty LSG 4° x 4° L11	ECMWF:n operatiiviset analyysit	muuttuva IPCC1992 A	100 a
1994	Hall ym.	UKMO GCM	2,5° x 3,75°	L11	meren pintakerroksen malli	ECMWF:n operatiiviset analyysit	vakio 2 x CO ₂	16 a
1995	Lambert	CCC GCMII	T32	L10	merialusta	ECMWF:n operatiiviset analyysit	vakio 2 x CO ₂	10 a
1996	Carnell ym.	UKMO GCM	2,5° x 3,75°	L11	yhdistetty OCM 2,5° x 3,75° L17	UKMO:n operatiiviset analyysit	muuttuva CO ₂ +1% /a → 2 x CO ₂	75 a
1996	Lunkeit ym.	ECHAM2- OPYC	T21	L19	yhdistetty OPYC T42 L8	..	muuttuva IPCC1992 A	100 a
1997	Beersma ym.	ECHAM3	T106	L19	SST yhdistetystä ECHAM1/LSG:sta T21	ECMWF:n operatiiviset analyysit ja DNMI:n MSLP- analyysit	aikaviipale (<i>time-slice</i>) vakio 2 x CO ₂	5 a
1997	Zhang ja Wang	NCAR CCM1	R15	L12	meren pintakerroksen malli	ECMWF:n operatiiviset analyysit	vakio IPCC1990 A v. 2050	100 a
1998	Carnell ja Senior	HADCM2 (4:n parvi)	2,5° x 3,75°	L19	yhdistetty OCM 2,5° x 3,75° L20	ERA-15	muuttuva a) CO ₂ +1% /a → 2 x CO ₂ b) CO ₂ +1% /a & sulfaattiaerosolit	100 a
1998	Schubert ym.	ECHAM3	T42	L19	SST yhdistetystä ECHAM1/LSG:sta T21	ECMWF:n operatiiviset analyysit	muuttuva/aikaviipale IPCC 1990 A kohdissa 1 x CO ₂ , 2 x CO ₂ , 3 x CO ₂	100 a
1999	Sinclair ja Watterson	CSIRO9	R21	L9	meren pintakerroksen malli	ECMWF operatiiviset analyysit ja NCEP/NCAR	vakio 2 x CO ₂	..

analysointimenetelmät			johtopäätökset			
analysoidun jakson pituus	vuodenaika	alue	sykloniklimatologia	syklonien lukumäärä	syklonien intensiteetti	sykloniradan muutos
viimeiset 10 a	JTH	PP	BP-suodatus	..	heikkenee Atlantilla	..
viimeiset 10 a	kaikki	globaali	paikannus ja jäljitys (MSLP), alkukohdat 850 hPa ζ	vähenee	ei merkittävää muutosta	talvi P-Atlantti, EP: siirros kohti napoja P-Tyynimeri: siirros itään
viimeiset 10 a	JTH	PP	BP-suodatus	siirros kohti napaa
viimeiset 5 a	PP: JTH EP: KHE	globaali	paikannus (1000 hPa Z)	vähenee	voimistuu erityisesti PP:lla	PP: malli ei luotettava EP: ei merkittävää muutosta
viimeiset 10 a	JTH	PP	paikannus ja jäljitys (MSLP, alkukohdat 850 hPa ζ)	vähenee	voimistuu	..
viimeiset 10 a	JTH	PP	BP-suodatus, paikannus ja jäljitys (MSLP)	ei merkittävää muutosta	voimistuu P-Atlantilla	siirros koilliseen Atlantilla
5 a	JTH	P-Atlantti	BP-suodatus, paikannus (MSLP)	..	heikkenee	..
viimeiset 10 a	JTH	PP	paikannus (1000 hPa Z, tarkistus 1000 hPa ζ)	vähenee
4 x viimeiset 30 a molemmille pakotteille	JTH	PP	paikannus ja jäljitys (MSLP)	vähenee	voimistuu	..
2 x 10 a (2 x CO ₂ & 3 x CO ₂ ajankohdat)	JTH	P-Atlantti	BP-suodatus, paikannus ja jäljitys (1000 hPa Z)	..	ei merkittävää muutosta	BP-suod.: ei muutosta, paik. ja jälj.: 2 x CO ₂ : siirros koilliseen 3 x CO ₂ : pohjoiseen
30 a	PP: JTH EP: KHE	globaali	paikannus ja jäljitys (1000 hPa Z:sta laskettu ζ)	vähenee	heikkenee	ei merkittävää muutosta

ilmakehämalli					simulaatio			
vuosi	tekijät	mallin nimi	vaaka- resoluutio	pysty- resoluutio	merimalli	verifionti	pakote	simulaation pituus
2000	Knippertz ym.	ECHAM4- OPYC3	T42 (2,8° x 2,8°)	L19	yhdistetty OPYC3 2,8° x 2,8° L11	NCEP/NCAR ERA-15	muuttuva IPCC IS92a	240 a
2003	Geng ja Sugi	JMA8911	T106 (1,125° x 1,125°)	L21	SST yhdistetystä GFDL:stä R15	NCEP/NCAR	aikaviipale vakio CO ₂ & sulfaattiaerosolit v. 2050	20 a
2003	Fyfe	CGCM1 (3:n parvi)	T32	L10	yhdistetty GFDL MOM L29 1,875° x 1,875°	NCEP/NCAR	muuttuva IPCC IS92a & sulfaattiaerosolit	3 x 250 a
2004	Lambert	CGCM1 (3:n parvi) ja CGCM2 (3:n parvi)	T32	L10	yhdistetty OCM 1,8° x 1,8° L29	..	muuttuva CO ₂ +1% /a	6 x 250 a
2004	Leckebush ja Ulbrich	HADCM3 (2 skenaariota)	2,5° x 3,75°	L19	yhdistetty OCM 1,25° x 1,25° L20	NCEP/NCAR	muuttuva IPCC SRES A2 ja B2	2 x 240 a
2005	Fisher-Bruns ym.	ECHAM4- HOPE-G (3 skenaariota)	T30 3,75° x 3,75°	L19	yhdistetty HOPE-G 2,8° x 2,8° L20	ERA-15	muuttuva CMIP2 CO ₂ , IPCC SRES A2 ja B2 CO ₂ & CH ₄ ilman aerosoleja	3 x 152 a
2005	Yin	15 eri GCM:a	1.125° - 4°	..	yhdistetty OCM	..	muuttuva IPCC SRES A1B	15 x 100 a
2006	Lambert ja Fyfe	yli 10 eri GCM:a	lat/long 72x45 - gaussian 320x160	..	yhdistetty OCM	ERA-40	muuttuva IPCC2000 SRES B1, A1B, A2, +1% /a → 2 x CO ₂ , +1% /a → 4 x CO ₂	..
2006	Pinto ym.	ECHAM4- OPYC3	T42	L19	yhdistetty OPYC3 2,8° x 2,8° L11	NCEP/NCAR	muuttuva IPCC1992 IS92a	340 a
2006	Watterson	CSIRO Mark 2 (4:n parvi) ja Mark 3 (3:n parvi)	Mk2: R21 Mk3: T63	Mk2: L9 Mk3: L18	yhdistetty Mk2: GFDL 3,185° x 5,625° L12 Mk3: MOM 1,875° x 0,84° L31	ERA-40	muuttuva IPCC SRES A2	4 x 230 a
2006	Bengtsson ym.	ECHAM5 (3:n parvi)	T63	L31	yhdistetty MPI-OM1 1,5° x 1,5° L40	ERA-40	muuttuva IPCC SRES A1B	3 x 100 a

analysointimenetelmät				johtopäätökset		
analysoidun jakson pituus	vuodenaika	alue	sykloniklimatologia	syklonien lukumäärä	syklonien intensiteetti	sykloniradan muutos
viimeiset 50 a 2039-2089 2-3 x CO ₂	JTH	P-Atlanti	BP-suodatus ja jäljitys (1000 hPa Z)	ei merkittävää muutosta	voimistuu	siirros koilliseen
20 a	PP: JTH & KHE EP: KHE & JTH	globaali	paikannus ja jäljitys (MSLP)	vähenee	PP: voimistuu Aasian ja P-Amerikan itärannikolla kesällä, EP: voimistuu	siirros pohjoiseen Tyynellämerellä, siirros kaakkoon Atlantilla
viimeiset 3 x 200 a	kaikki	EP	paikannus (MSLP)	siirros kohti napaa
6 x (3 x 10 a) simulaation eri kohdista	PP: MJT EP: TKH	globaali	paikannus (MSLP)	vähenee	voimistuu	..
viimeiset 2 x 30 a	LMJTHM	P-Atlanti, Eurooppa	paikannus ja jäljitys ($\nabla^2 p$ MSLP)	vähenee	A2-skenaario: voimistuu	..
3 x 152 a	PP: DJF EP: KHE	globaali	myrskypvien lkm 10 m tuulen max. nopeudesta	..	myrskyisyys kasvaa, P-Atlantilla ja EP:lla ja vähenee P- Tyynellämerellä	siirros kohti napaa
viimeiset 15 x 20 a	JTH & KHE	globaali	BP-suodatus (EKE)	siirros kohti napaa ja ik:ssä ylöspäin
..	PP: MJT EP: TKH	globaali	paikannus (MSLP)	vähenee	voimistuu	ei merkittävää muutosta
viimeiset 50 a 2039-2089 2-3 x CO ₂	LMJTHM	PP	paikannus ja jäljitys ($\nabla^2 p$ MSLP)	vähenee	voimistuu	siirros kohti napaa
viimeiset 4 x 30 a 2071-2100	kaikki	globaali	paikannus (1000 hPa Z, tarkistus 1000 hPa ζ)	vähenee	ei merkittävää muutosta	..
viimeiset 3 x 30 a 2071-2100	kaikki	globaali	paikannus ja jäljitys (850 hPa ζ)	heikot syklonit vähenevät hieman talvella	ei merkittävää muutosta	siirros kohti napaa, selvin EP:lla

		ilmakehämalli				simulaatio		
vuosi	tekijät	mallin nimi	vaaka- resoluutio	pysty- resoluutio	merimalli	verifionti	pakote	simulaation pituus
2007	Finnis ym.	CCSM3 (5:n parvi)	T85	L26	yhdistetty OCM 1° x 1° L40	ERA-40	muuttuva IPCC SRES A1B	5 x 230 a (1870-2100)
2007	Pinto ym.	ECHAM5-MPI- OM1 (3:n parvi 3 pakoteskenaariosta)	T63	L31	yhdistetty MPI-OM1 1,5° x 1,5° L40	NCEP/NCAR	muuttuva IPCC SRES A1B, A2, B1	3 x 100 a
2007	Jiang ja Perrie	MC2 (hires, NA) CGCM2 (boundary)	MC2: 0,25° x 0,25° CGCM2: T32	MC2: L30 CGCM2: L10	CGCM2: yhdistetty OCM 1,8° x 1,8° L29	ERA-40 ja NHC best-track	muuttuva IPCC1992 IS92a	..
2008	Teng ym.	CCSM3	T85	L26	yhdistetty OCM 1° x 1° L40	NCEP/NCAR	muuttuva IPCC SRES A1B	..
2008	Ulbrich ym.	16 eri GCM:a (23:n parvi)	5° x 4° - T106 (1,125° x 1,125°)	L12-L56	yhdistetty OCM	NCEP/NCAR	muuttuva IPCC SRES A1B	..
2008	Leckebush ym.	7 eri GCM:a (9:n parvi)	4° x 4° - 1,25° x 1,875°	L19-L39	yhdistetty OCM	ERA-40	muuttuva IPCC SRES A1B	..
2008	Löptien ym.	ECHAM5-OM	T63	L31	yhdistetty MPI-OM1 1,5° x 1,5° L40	ERA-40 ja NCEP/NCAR	muuttuva IPCC SRES A1B	
2009	Bengtsson ym.	ECHAM5	T213	L31	SST yhdistetystä MPI-OM1:sta 1,5° x 1,5° L40	ERA-40 ja ERA- Interim	muuttuva/time- slice IPCC SRES A1B	3 x 32 a

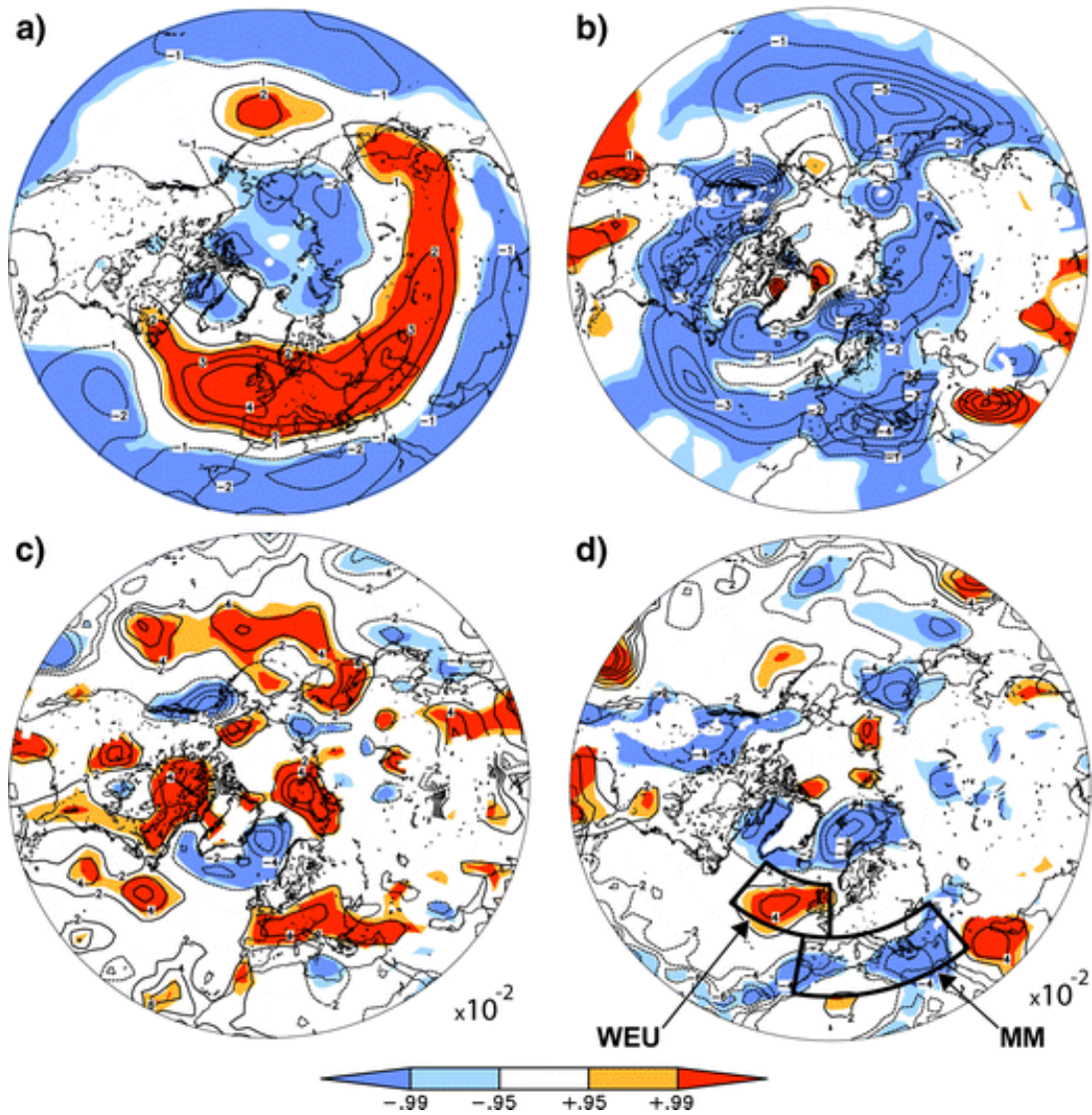
analysointimenetelmät				johtopäätökset		
analysoidun jakson pituus	vuodenaika	alue	sykloniklimatologia	syklonien lukumäärä	syklonien intensiteetti	sykloniradan muutos
viimeiset 4 x 20 a 2080-2099	SLMJTHMHT	PP	paikannus (MSLP)	vähenee	voimistuu hieman	ei merkittävää muutosta
3 x 40 a 2060-2100 kaikille pakotteille	LMJTHM	PP	BP- suodatus, paikannus ja jäljitys ($\nabla^2 p$ MSLP)	vähenee etenkin subtropiikissa	voimistuu etenkin Atlantilla	..
viimeiset 20 a 2040-59	SL	P-Atlantti	paikannus ja jäljitys (MSLP)	..	ei merkittävää muutosta	siirros kohti napaa
viimeiset 20 a 2080-2099	THM	PP	paikannus ja jäljitys (MSLP)	vähenee	voimistuu korkeilla leveysasteilla, heikkenee 35-42,5°N	siirros kohti napaa
viimeiset 20 a 2081-2100	kaikki	PP	BP-suodatus (MSLP)	..	voimistuu	..
..	LMJTHM	PP	paikannus ja jäljitys ($\nabla^2 p$ MSLP)	vähenee	voimistuu	..
2070-2090 2170-2190	THM & HES	PP	paikannus ja jäljitys (MSLP)	ei merkittävää muutosta	ei merkittävää muutosta	siirros kohti napaa Tyynellämerellä talvella
32 a	kaikki	globaali	paikannus ja jäljitys (850 hPa ζ)	vähenee	ei merkittävää muutosta	siirros kohti napaa, selvin EP:lla

5.3.1 Syklonien lukumäärä

Aineiston 30 artikkelista 18:ssa havaittiin syklonien lukumäärän eli frekvenssin väheneminen. Kolmessa artikkelissa todettiin, että lukumäärässä ei tapahdu merkittävää muutosta, ja yhdeksässä artikkelissa asiaan ei otettu kantaa. Yhdessäkään artikkelista ei havaittu syklonien lukumäärän kasvua. Kuvassa 9 b on esimerkki tutkimustuloksesta, jossa pohjoisen pallonpuoliskon barokliinisesti aktiivisilla alueilla on havaittu syklonien esiintymistiheyden putoavan merkittävästi ilmastomuutoksen vaikutuksesta (Pinto ym. 2007).

Mikäli syklonien vähenemistrendi on todellinen, se voi johtua luvussa 2.3 kuvaillusta alailmakehän vähentyneestä barokliinisyydestä tai lisääntyneestä vesihöyryn määrästä tai näiden yhteisvaikutuksesta. Tulosten jakauma viittaisi myös siihen, että alatrioposfäärin barokliinisyyden väheneminen olisi merkitsevämpi kuin ylätroposfäärin vastakkaisuuntainen kehitys, mikä on sopusoinnussa Lunkeitin ym. (1998) päätelmien kanssa.

Sekä teoreettisen pohdinnan että käytännön simulaatioiden valossa lukumäärän väheneminen vaikuttaa uskottavalta johtopäätökseltä. Ongelmaksi muodostuu kuitenkin se, voivatko BP-suodatusta käyttäneet tutkimukset tai tutkimukset, joissa sykloneja ei ole jäljitetty vaan ainoastaan niiden keskukset paikannettu, kertoa frekvenssistä ja lukumäärästä. Havaitut muutokset BP-suodatetun myrskyradan vaihtelevuudessa edustavat syklonien ja antisyklonien frekvenssin ja intensiteetin muutosten yhteisvaikutusta, mutta niitä ei ole mahdollista erottaa toisistaan (Finnis ym. 2007). Kuudessa niistä 18 artikkelista, joissa havaittiin lukumäärän väheneminen, sykloniklimatologia oli luotu käyttämällä ainoastaan BP-suodatusta. Kuvassa 9 a on esimerkki myrskyradan vaihtelevuuden mahdollisesta muutoksesta kasvihuoneilmiön voimistuessa. Rata voimistuu itäisellä Atlantilla ja Euraasian yli kohti Tyynen valtameren rannikkoa ulottuvalla vyöhykkeellä (Pinto ym. 2007). Vaihtelevuuden kasvu ei kuitenkaan todennäköisesti kuvaa syklonien määrän vaan pikemminkin amplitudin eli syklonien intensiteetin kasvua.



Kuva 9. ECHAM-ilmakehämällin A1B-skenaariolla (kolmijäsenisen parven keskiarvo) lasketun vuosia 2060-2100 kuvaavan ilmastonmuutossimulaation ja vuosia 1960-2000 kuvaavan kontrollisimulaation a) 500 hPa:n BP-suodatettujen myrskyrajojen vaihtelevuuden erotus (käyräväli 1,0 gpm), b) paikannus- ja jäljitysmenetelmällä muodostettujen syklonirajojen tiheyksien erotus (käyräväli 1,0 syklonipäivää talvessa), c) jäljitettyjen syklonien intensiteettien tendenssien erotus (yksikkö $d\nabla^2 p/dt$, käyräväli 2×10^{-2} hPa/(astetta leveyttä \times astetta pituutta) vrk], d) jäljitettyjen syklonien intensiteettien erotus (intensiteetin mittana $\nabla^2 p$, käyräväli 2×10^{-2} hPa/(astetta leveyttä \times astetta pituutta). Kuvissa b-d on jätetty esittämättä tulokset alueilta, joiden korkeus keskimääräisestä merenpinnasta on yli 1 500 m. Värillisinä on esitetty alueet, joilla ero on merkitsevä 5%:n (vaaleampi sininen ja vaaleampi oranssi) ja 1%:n (tummempi sininen ja tummempi oranssi) tasolla. (Pinto ym. 2007, kuva 3.) Lyhenteet WEU ja MM viittaavat alkuperäisessä artikkelissa tarkemmin käsiteltyihin alueisiin.

On mielenkiintoista havaita, että tulos on ristiriidassa uusanalyyseistä saatuihin tuloksiin, joiden mukaan syklonien lukumäärä on 1900-luvun jälkipuoliskolla pikemminkin kasvanut (ks. luku 4.2). Tarkoittaako ristiriita, että uusanalyyseissä havaittu trendi on virheellinen, mahdollisesti havaintotoiminnan muutoksista johtuva, vai että mallit reagoivat kasvihuonekaasujen lisääntymiseen väärällä tavalla? Uusanalyysien eroava trendi voi toisaalta juontaa juurensa myös syklonitoiminnan pitkäaikaisiin luonnollisiin vaihteluihin, joita ilmastomallit eivät välttämättä kykene toisintamaan.

5.3.2 *Syklonien intensiteetti*

16:ssa lähdeaineiston artikkelissa syklonien intensiteetin havaittiin voimistuvan ilmastomuutoksen vaikutuksesta. Päinvastaiseen tulokseen päätyi puolestaan kolme artikkelia. Seitsemässä tutkimuksessa todettiin, että intensiteetissä ei näytä tapahtuvan merkittävää muutosta ja neljässä aiheeseen ei otettu kantaa. Intensiteetin heikkenemistä ennakoivat kolme artikkelia on julkaistu ennen vuotta 2000, joten viimeaikainen tutkimus näyttää puoltavan joko syklonitoiminnan intensiteetin voimistumista tai sen pysymistä ennallaan.

Syytä intensiteetiltään voimakkaiden tapausten määrän kasvuun voidaan hakea lisääntyneestä latentin lämmön vapautumisesta sateen yhteydessä eli diabaattisesta lämmityksestä lämmentyneessä ilmakehässä (Bengtsson ym. 2006). Esimerkiksi Lambertin (2004) mukaan korkeampi pintalämpötila johtaa lisääntyneeseen haihtumiseen ja kasvaviin sademääriin, joista puolestaan seuraa suurempi latentin lämmön vapautuminen, ja mallit simuloivat enemmän intensiteetiltään voimakkaita sykloneja. Wattersonin (2006) mukaan latentin lämmön vapautuminen voimistunee ilmastomuutoksen vaikutuksesta, mutta mallien erottelukyky ei ehkä ole vielä riittävä prosessin kuvaamiseen. Mallien tarkentunutta resoluutiota saattaa kuitenkin kuvastella se, että syklonien intensiteetin voimistuminen tulee esiin parhaiten viimeaikaisessa tutkimuksessa. Tulevaisuudessa kosteuden vaikutusta voidaan kenties simuloida tarkemmin ei-hydrostaattisten ilmastomalliajojen avulla.

Edellä on esitetty, että intensiteetiltään voimakkaiden tapausten määrän kasvu johtaa syklonien kokonaismäärän vähenemiseen eli suureet eivät olisi toisistaan riippumattomia. Heldin (1993) mukaan lämmentyneessä ilmastossa syklonien

sisältämän latentin energian määrä ja syklonien intensiteetti kasvaisi, jolloin meridionaalisen lämpötilagradientin pitämiseksi ennallaan tarvittaisiin vähemmän liikkuvia matalapaineita. Lambertin ja Fyfen (2006) muotoilemana syy on lisääntyneessä lämmön kuljetuksessa kohti napoja ja siten lisääntyneessä ilmakehän stabiiliteetissa, mikä on epäedullista barokliinisten häiriöiden kehitykselle ja johtaa syklonien vähenemiseen simulaatioissa. Aineiston tutkimukset näyttäisivät tukevan tätä hypoteesia: syklonien lukumäärä tulisi vähenemään samalla kun niiden keskimääräinen intensiteetti kasvaisi.

Syklonien paikannus- ja jäljitysmenetelmissä ongelmallista on, että syklonin voimakkuuden määrittämiseksi ei ole olemassa yleisesti käytettyä suuretta tai mitta-asteikkoa. Raja-arvon sille, minkälaista sykklonia pidetään voimakkaana tai heikkona, asettaa kukin tutkijaryhmä itse. Samoin eri menetelmissä syklonien intensiteettiä on kuvattu eri suureiden perusteella. Usein intensiteetti on määritelty syklonin keskuksessa vallitsevan merenpinnan ilmanpaineen tai 1000 hPa:n geopotentialikorkeuden perusteella. Intensiteetin määrittelyyn voidaan käyttää myös 850 hPa:n suhteellisen pyörteisyyden maksimia tai siihen verrannollista MSLP:n tai geopotentialikorkeuden laplace-eroitua muotoa $\nabla^2 p$ tai $\nabla^2 Z$ (ks. yhtälö 2). Jälkimmäisessä tapauksessa tarvitaan siis arvoja myös minimi- tai maksimikohtaa ympäröivistä hilapisteistä. Watterson (2006) käyttää samantapaista menetelmää, jossa 1000 hPa:n geopotentialikorkeutta verrataan ympäröiviin kahdeksaan hilapisteeseen.

Yksi aineiston kolmesta syklonitoiminnan intensiteetin heikkenemistä puoltavista artikkeleista kritisoi MSLP:n käyttöä syklonin intensiteetin määrittämiseen: Sinclair ja Watterson (1999) saivat eriäviä tuloksia edeltäjiinsä nähden ja laskivat sen pitkälti syklonien paikannus- ja jäljitysmenetelmässä sekä intensiteetin määrittelyssä käytettävän pyörteisyyskentän ansioksi. Heidän mukaansa syklonien intensiteetin voimistuminen voi olla harha, joka johtuu taustalla olevan ilmanpaineen klimatologisen keskiarvon laskevasta trendistä muuttuvassa ilmastossa. Tämä laskeva trendi syventäisi myös MSLP:n minimikohtien ilmanpainetta ja simulaatioissa nähtäisiin siten näennäisesti syvempiä sykloneja. Toisaalta kun Paciorek ym. (2002) testasivat MSLP:n käyttöä laskemalla uusanalyysidatasta intensiteetin vaihtelun myös pyörteisyyden perusteella, he eivät havainneet

merkittävää eroa menetelmien välillä. Taustakentän ilmanpaineen lasku oli sitä paitsi vain 0,56 hPa 50 vuodessa, mikä ei yksin kykenisi synnyttämään aiemmassa tutkimuksessa nähtyä syklonien intensiteetin voimistumista. Tuoreimmassa tutkimuksessa kuitenkin myös Bengtsson ym. (2009) ilmaisevat huolensa MSLP:n käytöstä ja turvautuvat sen sijaan 850 hPa:n pyörteisyyskenttään. Samoin paineen laplace-operoidun muodon käyttö ei ole niin herkkä Sinclairin ja Wattersonin (1999) kuvaamalle ilmiölle.

BP-suodatettujen myrskyratojen eduksi on todettava, että niihin ilmanpaineen pitkäaikaisilla muutoksilla ei ole vaikutusta (Ulbrich ym. 2008). BP-suodatus on silti ongelmallinen syklonien lukumäärän ja intensiteetin määrittelyn suhteen, kuten aiemmin on mainittu. Yleisesti kuitenkin otaksutaan, että myrskyradan vaihtelevuuden kasvu indikoi lähinnä syklonitoiminnan intensiteetin voimistumista. Siten esimerkiksi kuvassa 9 a esitetty Atlantilta alkavan myrskyradan vaihtelevuuden voimistuminen kielisi syklonitoiminnan intensiteetin kasvusta näillä alueilla. Vastaavaa mantereen yli ulottuvaa intensiteetin voimistumista ei kuitenkaan havaita lagrangelaaisesti muodostetun sykloniklimatologian kohdalla (kuva 9 d), vaan voimistuminen kohdistuu kyseisessä tutkimuksessa pääasiassa Atlantin sykloniradan itäpäähän (Pinto ym. 2007).

Tutkielma-aineistossa on kaksi sellaista artikkelia, joissa on tehty päätelmiä syklonitoiminnan intensiteetin muutoksista pelkän BP-suodatuksen perusteella: Stephenson ja Held (1993) ennakoivat syklonien intensiteetin heikkenevän, Ulbrich ym. (2008) puolestaan voimistuvan. Luvussa 3.1 kuvattiin taustavirtauksen vaihtelun aiheuttamaa Doppler-ilmiötä, jonka seurauksena BP-suodatettu vaihtelu kasvaa (heikkenee) taustavirtauksen voimistuessa (hidastuessa) (Burkhardt ja James 2006, Chang 2009). Tämän ilmiön vuoksi BP-varianssiin perustuvat muutosennusteet eivät välttämättä ole luotettavia.

On huomioitava, että tässä osiossa intensiteettiä on tarkasteltu vain syklonitoiminnan dynamiikan kannalta kuten syklonikeskuksen paineen tai painegradientin perusteella. Aihetta on lukuisissa tutkimuksissa käsitelty myös syklonitoimintaan liittyvien ääriarvojen, kuten voimakkaiden tuulien ja runsaiden sademäärien kannalta (mm. Carnell ym. 1996, Zwiers ja Kharin 1998, Knippertz ym. 2000, Leckebusch ja

Ulbrich 2004, Watterson 2006) ja se on edelleen vilkkaan tutkimuksen kohde. Tällainen käsittelytapa on hyödyllinen sen vuoksi, että juuri sateet ja tuulet ovat merkityksellisiä yhteiskunnan toimintojen kannalta, kun taas syklonien dynamiikan intensiteetin tarkastelu ei välttämättä kerro kovin paljon ääri-ilmiöistä. Aiheen perusteellinen tarkastelu ei kuitenkaan ole mahdollista tämän tutkielman puitteissa. Syklonien dynaamisen intensiteetin ja sademäärän suhdetta ovat tutkineet mm. Watterson (2006) ja Finnis ym. (2007).

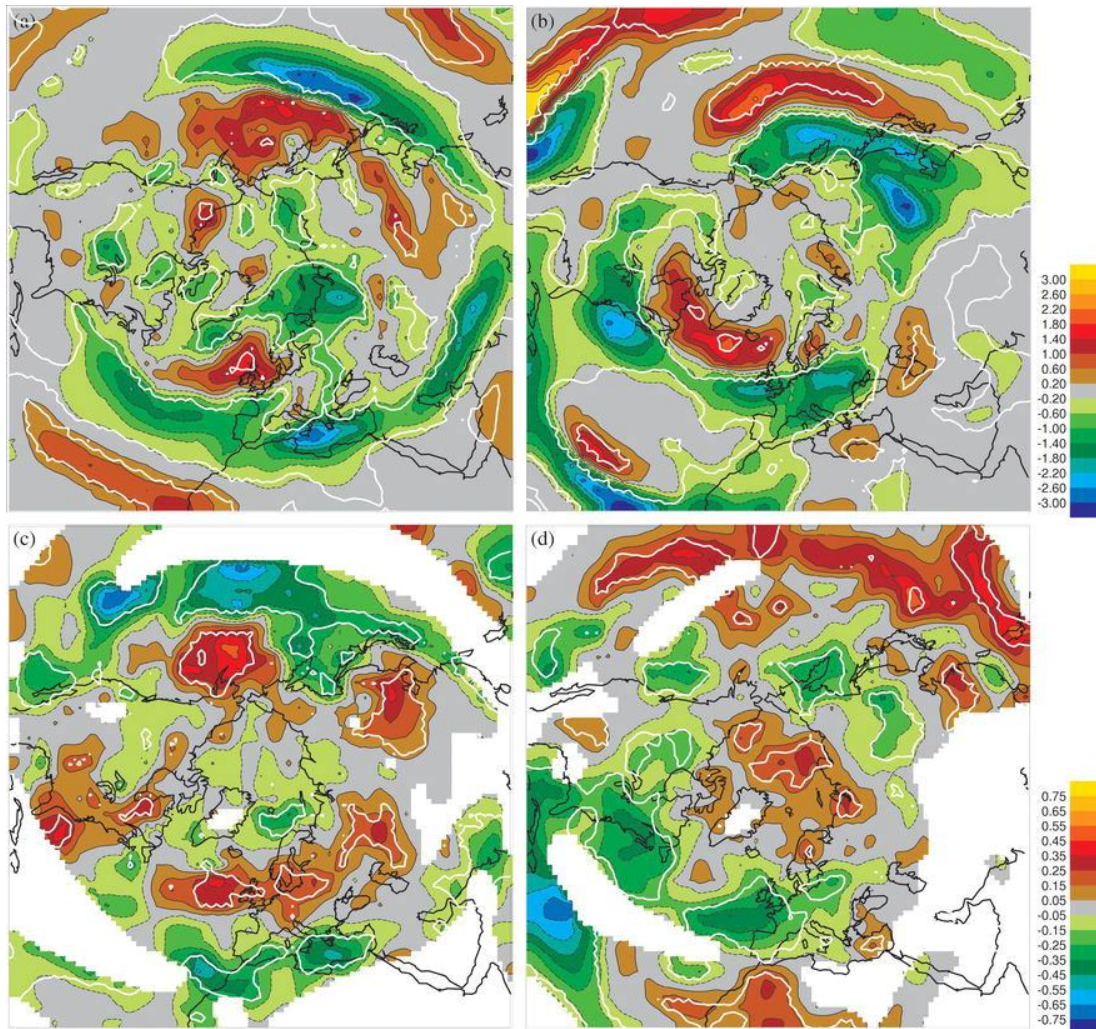
5.3.3 Syklonien kulkureitit

Artikkeliaineistosta 14:ssä havaittiin syklonireitin siirros kohti napaa ilmastomuutoksen vaikutuksesta. Yhdessä artikkelissa (Geng ja Sugi 2003) havaittiin Atlantin sykloniradan siirros kaakkoon – tosin Tyynellämerellä havaittiin kuitenkin siirros napaa kohti. Neljässä artikkelissa ei havaittu merkittäviä muutoksia ja 11:ssä aiheeseen ei otettu kantaa. Esimerkki syklonien kulkureittien siirrosta tukevasta tuloksesta on kuvassa 10 a (Bengtsson ym. 2009). Pohjoisen pallonpuoliskon talvella siirtyminen kohti napaa on selvästi havaittavissa sekä Atlantilla että Tyynellämerellä. Sen sijaan kesällä (kuva 10 b) siirros havaitaan esimerkkitutkimuksessa vain Pohjois-Atlantilla, kun taas Tyynellämerellä siirros näyttäisi suuntautuvan kohti päiväntasaajaa. Luvun 5.3.2 aiheeseen liittyen intensiteetti voimistuu kuvan 10 c perusteella talviaikaan siellä, missä syklonien esiintymistiheys kasvaa.

Havainnot sykloniradan siirroksista kohti napaa painottuvat tutkielma-aineiston jälkipuoleen eli vuosituhannen vaihteen jälkeen julkaistuihin tutkimuksiin. Syy voi olla siinä, että mahdollinen siirros ei ole tullut esiin varhaisemmissa karkearesoluutioisissa malleissa. Myös varhaisempien simulaatioiden lyhyys on voinut vaikeuttaa siirroksen havaitsemista, sillä tuloksiin on sisältynyt suhteessa enemmän luonnollisen vaihtelun aiheuttamaa hälyä (J. Räisänen, henkilökohtainen tiedonanto 25.10.2010).

Kaikki tutkimukset eivät varsinaisesti mainitse syklonireitin siirrosta, vaan raportoivat syklonien frekvenssin laskusta keskileveysasteilla ja hienoisesta noususta korkeilla leveysasteilla (Fyfe 2003, Watterson 2006, Finnis ym. 2007). Näissä tutkimuksissa syklonit on ainoastaan paikannettu mutta niiden trajektoreita ei ole

jäljitetty. Taulukon 2 viimeisessä sarakkeessa kyseinen ilmiö on kuitenkin tulkittu siirroksiksi kohti napaa. Esimerkiksi Trigo (2006) ja Wang ym. (2006) yhdistävät frekvenssin painopisteen siirtymisen Pohjois-Atlantilla sykloniradan siirrokseen.



Kuva 10. ECHAM-ilmakehämällin A1B-skenaariolla lasketun, vuosia 2071-2100 kuvaavan ilmastonmuutossimulaation ja vuosia 1961-90 kuvaavan kontrollisimulaation 850 hPa:n pyörteisyyskentästä (ζ) paikannus- ja jäljitysmenetelmällä muodostettujen sykloniklimatologioiden erotus pohjoisella pallonpuoliskolla. Kummastakin simulaatiosta on laskettu kolmijäsenisen parven keskiarvo ennen erotusta. a) Sykloniratojen tiheys joulukuusta helmikuuhun, b) kuten a mutta kesäkuusta elokuuhun, c) syklonien keskimääräinen intensiteetti joulukuusta helmikuuhun, d) kuten c mutta kesäkuusta elokuuhun. Sykloniratojen yksikkö on ratojen lukumäärä kuukaudessa pinta-alayksikköä kohden, missä pinta-alayksikkö vastaa 5° :en kalottia pallopinnalla ($\sim 10^6 \text{ km}^2$). Intensiteetin yksikkö on 10^{-5} s^{-1} . Keskimääräisten intensiteettien erotus on esitetty vain alueilla, joilla sykloniratojen tiheys on enemmän kuin 1 kpl kuukaudessa pinta-alayksikköä kohden. Alueet, joilla ero on merkitsevä 5%:n tasolla, on rajattu valkoisella. (Bengtsson ym. 2009, kuva 10.)

Barokliininen instabilisuus on yksi merkittävimmistä syklonitoiminnan selittäjistä ja syklonitoiminnan reitit osuvat hyvin yksiin baroklinisesti instabiilien alueiden kanssa. (luku 2.1). Fysikaalisesti on kuitenkin epäselvää, mistä barokliinisen alueen eli syklonireitin siirros voisi johtua. Bengtsson ym. (2006) ehdottavat syyksi meren pintalämpötilan gradientin siirrosta kohti napaa, millä puolestaan olisi vaikutusta myös alatriksofäärin lämpötilagradienttiin. On muutoinkin mahdollista, että ilmastonmuutos vaikuttaa ilmakehän yleiseen kiertoliikkeeseen tavalla, joka siirtää myös syklonireitoja. Esimerkiksi Butler ym. (2010) ovat tutkineet ilmastonmuutoksen seurauksia vastaavien lämpötilapakotteiden vaikutuksia ilmakehän kiertoliikkeeseen yksinkertaisella ilmakehämallilla ja havainneet, että trooppisen triksofäärin lämpeneminen siirtää syklonireittejä kohti napoja. Sama vaikutus oli myös napa-alueiden stratosfäärin jäähtymisellä. Toisaalta pohjoisella pallonpuoliskolla napa-alueiden voimakas pintalämpötilan nousu puskee Butlerin ym. mukaan syklonireittejä kohti päiväntasaajaa, eli hillitsee ylätriksofäärin ja stratosfäärin lämpötilamuutosten vaikutusta.

Gengin ja Sugin (2003) mukaan ilmaston lämpenemiseen liittyvistä barokliinisen instabiilisuuden muutoksista olivat pääasiassa vastuussa pohjoisella pallonpuoliskolla horisontaalisen lämpötilagradientin muuttuminen ja eteläisellä pallonpuoliskolla staattisen stabiilisuuden, toisin sanottuna vertikaalisen lämpötilagradientin muutos (vrt. yhtälö 1). Yin (2005) puolestaan mainitsee, että vaikka molemmilla pallonpuoliskolla havaitaan sykloniradan siirros kohti napaa, pohjoisella pallonpuoliskolla tapahtuva meridionaalisen lämpötilagradientin heikkeneminen häivyttää sykloniradan siirrosta. Eteläisellä pallonpuoliskolla lämpötilagradientin voimistuminen vastaavasti korostaa siirrosta. Myös Bengtsson ym. (2009) toteavat, että radan siirtyminen on selvemmin havaittavissa eteläisellä pallonpuoliskolla.

Sykloniklimatologian luomiseen käytetty menetelmä saattaa myös vaikuttaa siirroksen havaitsemiseen. Esimerkiksi Schubert ym. (1998) käyttivät sekä eulerilaista että lagrangelaista menetelmää, mutta saivat siirroksen esiin ainoastaan lagrangelaisella menetelmällä. Eulerilaista BP-suodatusta ja lagrangelaista paikannus- ja jäljitysmenetelmää vertailtaessa on muistettava, että ne eivät kuvaa samaa ilmiötä, vaan BP-suodatus huomioi lisäksi mm. antisyklonitoiminnan. Kuten

edellä todettiin, sykloniradan siirros on ollut yleinen havainto etenkin 2000-luvulla julkaistuissa tutkimuksissa, joissa on enenevässä määrin siirrytty käyttämään lagrangelaisia paikannus- ja jäljitysmenetelmiä. Koska siirtyminen lagrangelaisiin menetelmiin on kuitenkin tapahtunut samanaikaisesti mallien resoluution tarkentuessa, on vaikea erottaa, missä määrin nämä kaksi erillistä seikkaa ovat vaikuttaneet siirroksen havaitsemiseen.

Luvussa 3.2 esitettiin, miten ilmanpaineen tai geopotentialin käyttö matalapaineen keskuksen paikantamiseen voi aiheuttaa syklonien näennäisen siirtymisen kohti napaa (Sinclair 1994). Tutkielma-aineistossa siiros kohti napaa on joissain tapauksissa havaittu kuitenkin myös käytettäessä paikantamiseen 850 hPa:n suhteellista pyörteisyyttä (Bengtsson ym. 2006, Bengtsson ym. 2009) sekä pintapaineen laplace-operoitua muotoa (Pinto ym. 2006), ja toisaalta siirrosta ei ole havaittu, vaikka paikannus olisikin tehty Sinclairin (1994) kritisoimalla tavalla (Lambert ja Fyfe 2006, Finnis ym. 2007). Aineisto ei siten näytä tukevan teoriaa, jonka mukaan syklonireitin siirros kohti napaa olisi ainoastaan syklonien paikantamiseen käytetyn suureen valinnasta johtuva harha.

5.3.4 Muut muutokset syklonitoiminnassa

Lukumäärän, intensiteetin ja syklonireittien sijainnin lisäksi aineiston tutkimuksissa tulee esiin muitakin syklonitoiminnan mahdollisia tulevia muutoksia. Muutamissa viimeaikaisissa tutkimuksissa on käsitelty esimerkiksi syklonien elinkaaren ominaisuuksia (*life-time parameters*). Tutkiessaan syklonitoimintaa Luoteis-Atlantilla ilmakehämalliin upotetulla mesoskaalamallilla Jiang ja Perrie (2007) havaitsivat syklonien etenevän jonkin verran nopeammin lämmentyneessä ilmastossa. Nopeampi eteneminen näytti liittyvän ylätroposfäärin suihkuvirtauksen voimistumiseen. Löptien ym. (2008) puolestaan päätyivät päinvastaiseen tulokseen tutkiessaan pohjoisen pallonpuoliskon syklonitoimintaa yhdistetyllä ilmakehä-valtamerimallilla. Samassa tutkimuksessa havaittiin myös, että syklonien syvenemisnopeus kasvoi ilmastomuutoksen vaikutuksesta.

Muutoksia syklonien muodossa, koossa ja rakenteessa ovat tutkineet mm. Yin (2005) ja Jiang ja Perrie (2007). Yin (2005) havaitsi tutkiessaan simulaatioiden BP-suodatettuja myrskyrajoja, että kasvihuoneilmiön voimistuessa syklonien

pystyulottuvuus kasvaa samalla kun tropopausin korkeus nousee. Yinin mukaan tämä saattaa liittyä barokliinisten häiriöiden kineettisen energian (EKE) kasvuun. Jiang ja Perrie (2007) tutkivat mesoskaalamallin avulla Pohjois-Atlantin syklonien kolmiulotteista rakennetta ja havaitsivat Yinin tapaan syklonin pystyulottuvuuden kasvun simulaatiossaan. Lisäksi heidän mukaansa myös syklonin horisontaalinen ulottuvuus kasvaa, sillä voimakkaita tuulia esiintyy laajemmalla alueella keskuksen ympärillä. Mielenkiintoinen oli myös tutkijoiden havainto siitä, että syklonien pohjoiskantilla ylätroposfäärin tuulimaksimi heikkenee, minkä seurauksena tuuliväanne kyseisellä puolella pienenee; he epäilivät, että tämä saattaisi selittää, miksi syklonireitit näyttävät siirtyvän kohti napaa ilmaston lämmetessä.

6 YHTEENVETO

Tässä tutkielmassa on pyritty selvittämään, miten keskileveysasteiden syklonitoiminta muuttuu kasvihuoneilmiön voimistumisen seurauksena. Erityisesti on pyritty vastaamaan siihen, miten syklonien lukumäärä, intensiteetti ja kulkuradat tulevat muuttumaan. Näkökulma on pohjoisella pallonpuoliskolla.

Uusanalysoiduista säähavaintoajaksarjoista voidaan hakea merkkejä syklonitoiminnan tähänastisista muutoksista. Monissa niihin perustuvissa tutkimuksissa on havaittu syklonien intensiteetin ja lukumäärän kasvaneen pohjoisella pallonpuoliskolla 1900-luvun jälkipuoliskolla. Joissain analyyseissä nähdään myös sykloniradan siirros kohti napaa. Havaintotoiminnassa ajan mittaan tapahtuneilla muutoksilla on kuitenkin ollut vaikutusta aikasarjoihin, eikä hypähdyksiä ole täysin voitu eliminoida uusanalyyseistä.

Uusanalyysien ongelmana on myös niiden lyhyys ja ilmastopakotteen (kasvihuonekaasujen pitoisuudet ym.) verraten pieni muutos tänä ajanjaksona. Ilmastomuutoksen mahdolliset vaikutukset tulevatkin tehokkaammin esille tulevaisuutta kuvailevissa ilmastomuutossimulaatioissa. Tässä tutkielmassa on tarkasteltu 30:tä vuosina 1993-2009 julkaistua tutkimusta, joissa syklonitoimintaa on tutkittu ilmastomuutossimulaatioiden avulla. Vaikka tulokset ovat osin ristiriitaisia eikä kvantitatiivisia tuloksia vielä ole saatavilla, vallitsee joistain seikoista kohtalainen yksimielisyys:

1. syklonien lukumäärä tulee vähenemään
2. syklonien keskimääräinen intensiteetti tulee voimistumaan
3. syklonien radat siirtyvät kohti napoja

Samat toteamukset tulevat esiin IPCC:n neljännessä arviointiraportissa (IPCC 2007a). Tulokset ovat intensiteetin ja ratojen suhteen samansuuntaisia kuin uusanalyysien perusteella saadut, mutta lukumäärän osalta tulos näyttäisi olevan eriävä. On mahdollista, että uusanalyseissä havaittu syklonien lukumäärän kasvu on virheellinen ja liittyisi pikemminkin tarkentuneisiin havaintomenetelmiin. Toinen selitys voi liittyä syklonitoiminnan pitkäaikaiseen, vuosikymmenten mittaiseen luonnolliseen vaihteluun.

Syy sille, että mallitulokset ovat varsin vaihtelevia ja jopa ristiriitaisia saattaa piillä siinä, että monet eri kilpailevat prosessit vaikuttavat syklonitoimintaan. Tavat, joilla nämä tekijät on esitetty tai jätetty esittämättä malleissa, johtavat erilaisiin lopputuloksiin (Bengtsson ym. 2006). Mallin ominaisuuksien lisäksi tutkimusten vertailukelpoisuuden esteenä ovat poikkeavat ilmastopakotteet, analyysijaksot ja –alueet. Yhden merkittävimmistä eroista muodostaa se, miten sykloniklimatologiat on eristetty aikasarjoista. Yleisimmät menetelmät ovat eulerilainen BP-suodatus ja lagrangelaiset paikannus- ja jäljitysmenetelmät, joissa on tunnistettu yksittäiset syklonit ja niiden trajektorit. BP-suodatus kykenee kuvaamaan hyvin keskileveysasteiden barokliiniset alueet, mutta syklonitoiminnan lähempään tarkasteluun se ei tarjoa työkaluja. Lagrangelaiden menetelmien ongelmana on puolestaan niiden kirjavuus, mistä seuraa, että eri menetelmiä käyttävät tutkimukset eivät ole keskenään vertailukelpoisia. Eri hahmontunnistusmenetelmiä tulisi vertailla keskenään, jotta selviäisi niiden vaikutus syklonitutkimusten lopputulemiin.

Samoin eri ilmastomallien välillä tarvitaan edelleen laajamittaisia vertailututkimuksia. Esimerkiksi Löptien ym. (2008) ehdottavat tutkimusta, jossa mallit käyttäisivät samaa päästöskenaariota, analyysijaksoa ja syklonien jäljitys- ja tunnistusmenetelmää. Tällöin saataisiin selville syitä siihen, miten eri mallit ja niiden parametrisaatio, resoluutio ja dynamiikka vaikuttavat lopputulokseen. Malleja on aiemmin vertailtu mm. AMIP-projektien puitteissa, mutta tällöin ei ole pureuduttu syklonitoiminnan yksityiskohtiin.

Tutkimuksen jatkohaaste on kuvailla syklonitoiminnan muutoksia tarkemmin ja pyrkiä antamaan kvalitatiivisten tulosten sijasta myös kvantitatiivisia arvioita. Erityisesti mielenkiinto kohdistuu yhteiskunnan kannalta merkittäviin sateen ja tuulen ääriarvojen muutoksiin. Viimeinen haaste meteorologeille lienee siinä, että tutkimuksen tuloksista – ja myös siitä, mitä ei vielä varmasti tiedetä – kerrotaan eteenpäin päättäjille ja suurelle yleisölle ymmärrettävästi ja uskottavasti, jotta oikeisiin toimiin voidaan ryhtyä ajoissa.

KIITOKSET

Tähän työhön on saatu rahoitusta Suomen Akatemian hankkeesta “Ilmastolliset normaali- ja ääriarvot muuttuvassa ilmastossa” (rahoituspäätös 127239).

KIRJALLISUUSLUETTELO

Beersma, J. J., K. M. Rider, G. J. Komen, E. Kaas ja V.V. Kharin, 1997: An analysis of extra-tropical storms in the North Atlantic region in a control and $2 \times \text{CO}_2$ time-slice experiment with a high-resolution atmospheric model. *Tellus*, **49A**, 347-361.

Bengtsson, L., S. Hagemann, K. I. Hodges, 2004: Can climate trends be calculated from reanalysis data? *Journal of Geophysical Research*, **109**, D11111, doi:10.1029/2004JD004536.

Bengtsson, L., K. I. Hodges ja E. Roeckner, 2006: Storm tracks and climate change. *Journal of Climate*, **19**, 3518-3543.

Bengtsson, L., K. I. Hodges, M. Esch, N. Keenlyside, L. Kornbluch, J.-J. Luo ja T. Yamagata, 2007: How may tropical cyclones change in a warmer climate? *Tellus*, **59A**, 539-561.

Bengtsson, L., K. I. Hodges ja N. Keenlyside, 2009: Will extratropical storms intensify in a warmer climate? *Journal of Climate*, **22**, 2276-2301.

Berrisford, P., D. Dee, K. Fielding, M. Fuentes, P. Kallberg, S. Kobayashi ja S. Uppala, 2009: *The ERA-Interim archive*. ECMWF ERA Report Series No 1, Shinfield Park, Reading, Iso-Britannia, 16 s.

Blackmon, M. L., 1976: A climatological spectral study of the 500 mb geopotential height of the Northern Hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **33**, 1607-1623.

Blackmon, M. L., J. M. Wallace, N.-C. Lau ja S. L. Mullen, 1977: An observational study of the Northern Hemisphere wintertime circulation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **34**, 1040-1053.

Blender, R., K. Fraedrich ja F. Lunkeit, 1997: Identification of cyclone track regimes in the North Atlantic. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **123**, 727-741.

Burkhardt, U. ja I. N. James, 2006: The effect of Doppler correction on measures of storm track activity. *Climate Dynamics*, **27**, 515-530.

Butler, A. H., D. W. J. Thompson ja R. Heikes, 2010: The steady-state atmosphere circulation response to climate change-like thermal forcings in a simple general circulation model. *Journal of Climate*, **23**, 3474-3496.

Chang, E. K. M. 2009: Are band-pass variance statistics useful measures of storm track activity? Re-examining storm track variability associated with the NAO using multiple storm track measures. *Climate Dynamics*, **33**, 277-296.

Chang, E. K. M. ja Y. Fu, 2002: Interdecadal variations in Northern Hemisphere winter storm track activity. *Journal of Climate*, **15**, 642-658.

Chang, E. K. M., S. Lee ja K. L. Swanson, 2002: Storm track dynamics. *Journal of Climate*, **15**, 2163-2183.

Carnell, R. E. ja C. A. Senior, 1998: Changes in mid-latitude variability due to increasing greenhouse gases and sulphate aerosols. *Climate Dynamics*, **14**, 369-383.

Carnell, R. E., C. A. Senior ja J. F. B. Mitchell, 1996: An assessment of measures of storminess: simulated changes in Northern Hemisphere winter due to increasing CO₂. *Climate Dynamics*, **12**, 467-476.

CMIP, 12.9.2010 (luettu): *CMIP Coupled Model Intercomparison Project overview*. [www-dokumentti]. < <http://cmip-pcmdi.llnl.gov/>>

Cubasch, U., G.A. Meehl, G.J. Boer, R.J. Stouffer, M. Dix, A. Noda, C.A. Senior, S. Raper ja K.S. Yap, 2001: Projections of Future Climate Change. Teoksessa: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, ja C.A. Johnson (toim.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Iso-Britannia ja New York, NY, Yhdysvallat, 881 s.

ECMWF, 13.4.2010 (luettu): *Reanalysis at ECMWF*. [www-dokumentti].
<http://www.ecmwf.int/research/era/do/get/Reanalysis_ECMWF>

Energimyndigheten, 2006: *Stormen Gudrun. Vad kan vi lära av naturkatastrofen 2005?* Energimyndighetenin raportti ET2006:2, Åtta45, Ruotsi, 63 s.

Finnis, J., M. M. Holland, M. C. Serreze ja J. J. Cassano, 2007: Response of Northern Hemisphere extratropical cyclone activity and associated precipitation to climate change, as represented by the Community Climate System Model. *Journal of Geophysical Research*, **112**, G04S42, doi:10.1029/2006JG000286.

Fischer-Bruns, I., H. von Storch, J. F. González-Rouco ja E. Zorita, 2005: Modelling the variability of midlatitude storm activity on decadal to century time scales. *Climate Dynamics*, **25**, 461-476.

Fyfe, J. C., 2003: Extratropical Southern Hemisphere cyclones: Harbingers of climate change? *Journal of Climate*, **16**, 2802-2805.

Geng, Q. ja M. Sugi, 2001: Variability of the North Atlantic cyclone activity in winter analyzed from NCEP-NCAR reanalysis data. *Journal of Climate*, **14**, 3863-3873.

Geng, Q. ja M. Sugi, 2003: Possible change of extratropical cyclone activity due to enhanced greenhouse gases and sulfate aerosols – study with a high-resolution AGCM. *Journal of Climate*, **16**, 2262-2274.

Gibson, J. K., P. Kållberg, S. Uppala, A. Hernandez, A. Nomura ja E. Serrano, 1997: *ERA description*. ECMWF ERA-15 Project Report Series No. 1, Shinfield Park, Reading, Iso-Britannia, 72 s.

Graham, N. E. ja H. F. Diaz, 2001: Evidence for intensification of North Pacific winter cyclones since 1948. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **82**, 1869-1893.

Greeves, C. Z., V. D. Pope, R. A. Stratton ja G. M. Martin, 2007: Representation of Northern Hemisphere winter storm tracks in climate models. *Climate Dynamics*, **28**, 683-702.

Gulev, S. K., O. Zolina ja S. Grigoriev, 2001: Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data. *Climate Dynamics*, **17**, 795-809.

Hall, N. M. J., B. J. Hoskins, P. J. Valdes ja C. A. Senior, 1994: Storm tracks in a high-resolution GCM with doubled carbon dioxide. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **120**, 1209-1230.

Hanson, C. E., J. P. Palutikof ja T. D. Davies, 2004: Objective cyclone climatologies of the North Atlantic – a comparison between the ECMWF and NCEP Reanalyses. *Climate Dynamics*, **22**, 757-769.

Harnik, N. ja E. K. M. Chang, 2003: Storm track variations as seen in radiosonde observations and reanalysis data. *Journal of Climate*, **16**, 480-495.

Held, I. M., 1993: Large-scale dynamics and global warming. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **74**, 228-241.

Hodges, K. I., 1995: Feature tracking on the unit sphere. *Monthly Weather Review*, **123**, 3458-3465.

Hodges, K. I., B. J. Hoskins, J. Boyle ja C. Thorncroft, 2003: A comparison of recent reanalysis datasets using objective feature tracking: storm tracks and tropical easterly waves. *Monthly Weather Review*, **131**, 2012–2037.

Hoskins, B. J. ja K. I. Hodges, 2002: New perspectives on Northern Hemisphere winter storm tracks. *Journal of Atmospheric Sciences*, **59**, 1041-1061.

Hoskins, B. J. ja K. I. Hodges, 2005: A new perspective on Southern Hemisphere storm tracks. *Journal of Climate*, **18**, 4108-4129.

Hoskins, B. J. ja P. J. Valdes, 1990: On the existence of storm-tracks. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **47**, 1854-1864.

Houghton, J. T., B. A. Callander ja S. K. Varney (toim.), 1992: *Climate Change 1992. The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment. Report Prepared for IPCC by Working Group I*. Cambridge University Press, Cambridge, Iso-Britannia, 200 s.

Houghton, J. T., L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg ja K. Maskell (toim.), 1995: *Climate Change 1995. The Science of Climate Change. Contribution of WGI to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, Iso-Britannia, 572 s.

Houghton, J. T., G. J. Jenkins ja J. J. Ephraums (toim.), 1990: *Climate Change. The IPCC Scientific Assessment. Report Prepared for IPCC by Working Group I*. Cambridge University Press, Cambridge, Iso-Britannia, 365 s.

IPCC, 2000: *Emission Scenarios. A Special Report of IPCC Working Group III*. [Nakicenovic, N. ja R. Swart (toim.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Iso-Britannia, 570 s.

IPCC, 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, ja C.A. Johnson (toim.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Iso-Britannia ja New York, NY, Yhdysvallat, 881 s.

IPCC, 2007a: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor ja H.L. Miller (toim.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Iso-Britannia ja New York, NY, Yhdysvallat, 996 s.

IPCC, 2007b: Summary for Policymakers. Teoksessa: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor ja H.L. Miller (toim.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Iso-Britannia ja New York, NY, Yhdysvallat, 996 s.

Jiang, J. ja W. Perrie, 2007: The impacts of climate change on autumn North Atlantic midlatitude cyclones. *Journal of Climate*, **20**, 1174-1187.

Järvinen, H., 2003: *Numeerinen meteorologia II -kurssin luentomoniste*. Helsingin yliopisto, Fysikaalisten tieteiden laitos, Ilmakehätieteiden osasto, 85 s.

Kalnay E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne ja D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **21**, 437-471.

Kanamitsu M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino ja G. L. Potter, 2002: NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*, **83**, 1631-1643.

Knippertz, P., U. Ulbrich ja P. Speth, 2000: Changing cyclones and surface wind speeds over the North Atlantic and Europe in a transient GHG experiment. *Climate Research*, **15**, 109-122.

König, W., R. Sausen ja F. Sielmann, 1993: Objective identification of cyclones in GCM simulations. *Journal of Climate*, **6**, 2217-2231.

Lambert, S. J., 1988: A cyclone climatology of the Canadian Climate Centre general circulation model. *Journal of Climate*, **1**, 109-115.

Lambert, S. J., 1995: The effect of enhanced greenhouse warming on winter cyclone frequencies and strengths. *Journal of Climate*, **8**, 1447-1452.

Lambert, S. J., J. Sheng ja J. Boyle, 2002: Winter cyclone frequencies in thirteen models participating in the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP1). *Climate Dynamics*, **19**, 1-16.

Lambert, S. J., 2004: Changes in winter cyclone frequencies and strengths in transient enhanced greenhouse warming simulations using two coupled climate models. *Atmosphere-Ocean*, **42**, 173-181.

Lambert, S. J. ja J. C. Fyfe, 2006: Changes in winter cyclone frequencies and strengths simulated in enhanced greenhouse warming experiments: results from the models participating in the IPCC diagnostic exercise. *Climate Dynamics*, **26**, 713-728.

Leckebusch, G. C., M. Donat, U. Ulbrich ja J. G. Pinto, 2008: Mid-latitude cyclones and storms in an ensemble of European AOGCMs under ACC. *CLIVAR Exchanges*, **13**, 3-5 ja 15.

Leckebusch, G. C. ja U. Ulbrich, 2004: On the relationship between cyclones and extreme windstorm events over Europe under climate change. *Global and Planetary Change*, **44**, 181-193.

Lindzen, R. S. ja B. Farrell, 1980: A simple approximate result for the maximum growth rate of baroclinic instabilities. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **37**, 1648-1654.

Lunkeit, F., K. Fraedrich ja S. E. Bauer, 1998: Storm tracks in a warmer climate: sensitivity studies with a simplified global circulation model. *Climate Dynamics*, **14**, 813-826.

Lunkeit, F., M. Ponater, R. Sausem, M. Sogalla, U. Ulbrich ja M. Windelband, 1996: Cyclonic activity in a warmer climate. *Contributions to Atmospheric Physics*, **69**, 393-407.

Löptien, U., O. Zolina, S. Gulev ja M. Latif, 2008: Cyclone life cycle characteristics over the Northern Hemisphere in coupled GCMs. *Climate Dynamics*, **31**, 507-532.

Meehl, G.A., T.F. Stocker, W.D. Collins, P. Friedlingstein, A.T. Gaye, J.M. Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J.M. Murphy, A. Noda, S.C.B. Raper, I.G. Watterson, A.J. Weaver ja Z.-C. Zhao, 2007: Global Climate Projections. Teoksessa: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor ja H.L. Miller (toim.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Iso-Britannia ja New York, NY, Yhdysvallat, 996 s.

Murray, R. J. ja I. Simmonds, 1991: A numerical scheme for tracking cyclone centers from digital data. Part I: Development and operation of the scheme. *Australian Meteorological Magazine*, **39**, 155-166.

McCabe, G. J., M. P. Clark ja M. C. Serreze, 2001: Trends in Northern Hemisphere surface cyclone frequency and intensity. *Journal of Climate*, **14**, 2763-2768.

Nakamura, H., 1992: Midwinter suppression of baroclinic wave activity in the Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **49**, 1629–1642.

Paciorek, C. J., J. S. Risbey, V. Ventura ja R. D. Rosen, 2002: Multiple indices of Northern Hemisphere cyclone activity, winters 1949-99. *Journal of Climate*, **15**, 1573-1590.

Pinto J. G., T. Spanghel, U. Ulbrich ja P. Speth, 2006: Assessment of winter cyclone activity in a transient ECHAM-OPYC3 GHG experiment. *Meteorologische Zeitschrift*, **15**, 279-291.

Pinto, J. G., U. Ulbrich, G. C. Leckebusch, T. Spanghel, M. Reyers ja S. Zacharias, 2007: Changes in storm track and cyclone activity in three SRES ensemble experiments with the ECHAM5/MPI-OM1 GCM. *Climate Dynamics*, **29**, 195-210.

Raible, C. C., P. M. Della-Marta, C. Schwierz, H. Wernli ja R. Blender, 2008: Northern Hemisphere extratropical cyclones: a comparison of detection and tracking methods and different reanalyses. *Monthly Weather Review*, **136**, 880-897.

Räisänen, J., 2008: *Kasvihuoneilmiö, ilmastonmuutos ja vaikutukset*. Luentomoniste. Helsingin yliopisto, Fysiikan laitos, Ilmakehätieteiden osasto, 183 s.

Schneiderheit, A., R. Blender, K. Fraedrich ja F. Lunkeit, 2007: Icelandic climate and North Atlantic cyclones in ERA-40 reanalyses. *Meteorologisches Zeitschrift*, **14**, 1-7.

Schubert, M., J. Perlwitz, R. Blender, K. Fraedrich ja F. Lunkeit, 1998: North Atlantic cyclones in CO₂-induced warm climate simulations: frequency, intensity and tracks. *Climate Dynamics*, **14**, 827-837.

Schubert S. D., R. B. Rood ja J. Pfaendtner, 1993: An assimilated dataset for Earth science applications. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **74**, 2331-2342.

Sickmoller, M., R. Blender ja K. Fraedrich, 2000: Observed winter cyclone tracks in the Northern Hemisphere in re-analysed ECMWF data. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **126**, 591-620.

Sinclair, M. R., 1994: An objective cyclone climatology for the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, **122**, 2239-2256.

Sinclair, M. R., 1997: Objective identification of cyclones and their circulation intensity, and climatology. *Weather and Forecasting*, **12**, 595-612.

Sinclair, M. R. ja I. G. Watterson, 1999: Objective assessment of extratropical weather systems in simulated climates. *Journal of Climate*, **12**, 3467-3485.

Stephenson, D. B. ja I. M. Held, 1993: GCM response of northern winter stationary waves and storm tracks to increasing amounts of carbon dioxide. *Journal of Climate*, **6**, 1859-1870.

Teng, H., W. M. Washington ja G. A. Meehl, 2008: Interannual variations and future change of wintertime extratropical cyclone activity over North America in CCSM3. *Climate Dynamics*, **30**, 673-686.

Trigo, I. F., 2006: Climatology and interannual variability of storm-tracks in the Euro-Atlantic sector: a comparison between ERA-40 and NCEP/NCAR reanalyses. *Climate Dynamics*, **26**, 127-143.

Ulbrich, U., J. G. Pinto, H. Kupper, G. C. Leckebusch, T. Spanghel ja M. Meyers, 2008: Changing Northern Hemisphere storm tracks in an ensemble of IPCC climate change simulations. *Journal of Climate*, **21**, 1669-1679.

Ulbrich, U., G. C. Leckebusch ja J. G. Pinto, 2009: Extra-tropical cyclones in the present and future climate: a review. *Theoretical and Applied Climatology*, **96**, 117-131.

Uppala, S. M., P. W. Kållberg, A. J. Simmons, U. Andrae, V. Da Costa Bechtold, M. Fiorino, J. K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R. P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M. A. Balmaseda, A. C. M. Beljaars, L. Van De Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Hólm, B. J. Hoskins, L. Isaksen, P. A. E. M. Janssen, R. Jenne, A. P. McNally, J.-F. Mahfouf, J.-J. Morcrette, N. A. Rayner, R. W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo ja J. Woollen, 2005: The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131**, 2961-3012.

Uppala, S., D. Dee, S. Kobayashi, P. Berrisford ja A. Simmons, 2008: Towards a climate data assimilation system: status update of ERA-Interim. *ECMWF Newsletter*, **115**, 12-18.

Wallace, J. M., G.-H. Lim ja M. L. Blackmon, 1988: Relationship between cyclone tracks, anticyclone tracks and baroclinic waveguides. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **45**, 439-462.

Wang, X., L., V. R. Swail ja F. W. Zwiers, 2006: Climatology and changes of extratropical cyclone activity: comparison of ERA-40 with NCEP–NCAR reanalysis for 1958–2001. *Journal of Climate*, **19**, 3145–3166.

Watterson, I. G., 2006: The intensity of precipitation during extratropical cyclones in global warming simulations: a link to cyclone intensity? *Tellus*, **58A**, 82-97.

Yin, J. H., 2005: A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate. *Geophysical Research Letters*, **32**, L18701.

Zhang, Y. ja W.-C. Wang, 1997: Model-simulated northern winter cyclone and anticyclone activity under a greenhouse warming scenario. *Journal of Climate*, **10**, 1616–1634.

Zwiers, F. W. ja V. V. Kharin, 1998: Changes in the extremes of the climate simulated by CCC GCM2 under CO2 doubling. *Journal of Climate*, **11**, 2200–2222.